Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 19 (1925-1926)

Heft: 1

Artikel: Compte-rendu de la 41e Assemblée générale de la Société géologique suisse à Lucerne, les jeudi et vendredi 3 et 4 octobre 1924

Autor: [s.n.]

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-158412

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 15.10.2025

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

Kredit für das Jahr 1925 gegenüber 1924 um 5000 Franken gekürzt worden!

Der Präsident: *Alb. Heim.*
Der Sekretär: *Aug. Aeppli.*

Nachtrag.

Durch den Brand unseres Lagers am 17. Oktober 1923 in Bern sind die Textbände der „Beiträge", die vor 1924 erschienen sind, selten geworden; ebenso die geologischen Karten in 1 : 100 000 und die meisten Spezialkarten. Die Geologische Kommisson ist deshalb froh, wenn ihr schenkungsweise oder gegen angemessene Bezahlung gut erhaltene Exemplare von Textbänden und Karten angeboten werden.

Solche Angebote sind zu richten an den Sekretär, Dr. *Aug. Aeppli*, Kronenstr. 24, *Zürich 6.*

Compte-rendu de la 41e Assemblée générale de la Société géologique suisse à Lucerne,

les jeudi et vendredi 3 et 4 octobre 1924.

A. Rapport du Comité pour 1923—1924.

Notre Société a été durement frappée pendant l'exercice écoulé. Le 9 janvier 1924, M. le Prof. Dr. JULIUS WEBER nous faisait savoir qu'étant malade il ne pouvait continuer à remplir ses fonctions de caissier. Il mourut le 16 du même mois, ayant encore eu la force de mettre au point les comptes de 1923. MM. le Prof. ARBENZ et le Dr. ARN. HEIM représentèrent la Société à la cérémonie funèbre. Le Prof. WEBER était le plus ancien membre du Comité; il avait été élu en 1913 et avait succédé au Prof. LUGEON comme caissier en 1918. Un nouveau trésorier fut bientôt trouvé en la personne de M. G. SCHNEIDER, directeur à Bâle, au titre de membre hors Comité. Après quelques mois seulement, celui-ci est également décédé le 9 juillet écoulé. M. le Dr. TOBLER représentait la Société à l'ensevelissement. Actuellement le caissier est M. R. HOTZ-CHRISTEN de Bâle, lequel fonctionne également hors Comité.

En la personne de M. le Prof. Dr. U. GRUBENMANN de Zurich, la Société a perdu l'un de ses membres fondateurs. Le nombre de ceux-ci est ainsi réduit à neuf. La Science suisse toute entière a douloureusement ressenti la perte de ce savant éminent qui fut le Maître d'un grand nombre d'entre nous. MM. ARBENZ et ARN. HEIM représentaient la Société à la cérémonie funèbre.

Comité. — Par suite du décès du Prof. Dr. WEBER, le nombre des membres du Comité est actuellement de 6. Deux séances ont été tenues cette année à Zurich. La préparation de la Réunion extraordinaire de la Société, les 10—11 Mai écoulés, a eu lieu le 19 janvier; l'autre s'est tenue à l'occasion de celle-ci.

Parmi les nombreuses affaires ayant retenu l'attention du Comité, les suivantes méritent d'être signalées:

1° — La maison BRIDEL, Lausanne, commissionnaire et éditeur des Eclogae depuis qu'ils sont publiés, ayant cessé d'exister, nous avons dû chercher un nouvel éditeur. L'imprimerie BIRKHÄUSER et Cie. de Bâle, ayant bien voulu s'en charger, le stock des Eglogae a été expédié à cette adresse et décharge et remerciements ont été donnés à la maison BRIDEL. Un nouveau contrat a été signé le 1er novembre 1923. Il y est en particulier spécifié que le stock des Eclogae est assuré pour frs 10,000 et que la valeur d'assurance augmente de frs. 500 par année, ceci pour répondre à une circulaire du Comité central de la S. H. S. N. que le désastre de Berne a justement ému.

2° — La Société suisse pour la recherche des gisements houilliers, en liquidation, nous a fait le très beau don de frs. 5000. — comme capital inaliénable.

3° — La Revue géologique suisse sera rédigée dès 1923 par MM. DÉVERIN et JEANNET. Le premier s'occupera spécialement de la Minéralogie, Pétrographie et des gîtes métallifères, le second du reste.

4° — Votre secrétaire a représenté le Comité à une conférence convoquée à Berne le 21 mai écoulé, par M. le Directeur de la Bibliothèque nationale, afin de s'occuper de questions bibliographiques.

Réunion extraordinaire. — Nous ne citons que pour mémoire la Réunion extraordinaire de printemps tenue à Zurich les 10—12 mai écoulés. Pour les détails voir Eclogae, Vol. XVIII, No 4, 1924.

Sociétaires. — Le nombre des membres nouveaux s'élève à 30 dont 1 impersonnel et 1 réintégré. Ce sont:

Membres personnels:

1. Dr. PAUL-A. DU PASQUIER, dir., Lausanne.
2. Dr. JACOB SCHNEIDER, Pfarrer, Altstätten, St-Gall.
3. Prof. Dr. E. KRAUS, Königsberg i. Pr.
4. A. VUILLE, lic. ès sc., La Chaux-de-Fonds.
5. E. ZÜRCHER, ing., Bâle.
6. E. GENGE, maître secondaire, Erlenbach.
7. Dr. C. W. CARSTENS, Dozent, Trondhjem.
8. J. NASCH, ing., Grenoble.
9. E. BLANCHET, préparateur, Grenoble.
10. W. LIECHTI, cand. geol., Berne.
11. G. SCHUMACHER, cand. geol., Berne.
12. P. PFLUGSHAUPT, cand. geol., Berne.
13. P. GRÜTTER, cand. geol., Berne.
14. W. SCHNEEBERGER, cand. geol., Berne.
15. ARM. WEBER, cand. ing., Winterthur.
16. DAN. JUNOD, pasteur, Neuchâtel.
17. K. BAUMER, Reallehrer, Bâle.
18. RUD. V. MALTZAHN, cand. phil., Bâle.
19. W. HÜGLI, cand. phil., Berne.
20. H. LA ROCHE, banquier, Bâle.
21. E. ROHRER, cand. phil., Berne.
22. R. STREIFF-BECKER, Zurich.
23. A. STRECKEISEN, cand. phil., Bâle.
24. ALEXANDRINE KOCH, Bâle.
25. E. KESSELE, cand. geol., St-Gall.
26. J. LAMBERT, échinologue, Paris.
27. H. KNECHT, Fachlehrer, Zurich.
28. ROB. MÄRKY, Fachlehrer. Schlieren.

Membres impersonnels:

29. SCHWEIZ. VEREINIGTE RHEINSALINEN, Schweizerhalle.
30. UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK TÜBINGEN (réintégrée).

Décès. Les pertes ont été les suivantes:

1. Prof. Dr. J. WEBER, Winterthur.
2. Prof. Dr. U. GRUBENMANN, Zurich.
3. Le Prince ROLAND BONAPARTE, Paris.
4. G. SCHNEIDER, dir., Bâle.
5. ADR. GUÉBHARD, Paris.

Radiations:

6. F. HOLLAND, Heimerdingen.
7. Dr. C. MAUVE, Amsterdam.
8. Dr. J. LEUBA, Peseux.
9. R. MCCONNEL, Lausanne.

Au 30 août 1923, l'effectif de la Société était de 384 membres, dont 60 impersonnels. L'augmentation étant de 21 membres, le total à fin septembre 1924 est de 405 membres (dont 62 impersonnels).

Eclogæ. — Im abgelaufenen Gesellschaftsjahr sind erschienen Heft 5 des Bandes XVII und Heft 1—3 des Bandes XVIII. Folgendes ist ihr Inhalt:

Heft 5 des Bandes XVII. — Arbeiten von E. BAUMBERGER, ARNOLD HEIM, J. CADISCH, H. JENNY, G. FRISCHKNECHT, H. THALMANN, J. KOPP, A. JEANNET und H. DOUVILLÉ.

Heft 1 des Bandes XVIII. — Arbeiten von H. RYNIKER und H. TSCHOPP.

Heft 2 des Bandes XVIII. — Notiz von ARNOLD HEIM. Programm der Gesellschaftsexkursion 1923 von E. ARGAND, Compte-rendu der Jahresversammlung in Zermatt mit Résumé von 13 Mitteilungen und endlich das Compte-rendu der SCHWEIZ. PALÄONTOLOGISCHEN GESELLSCHAFT.

Heft 3 des Bandes XVIII. — Arbeiten von E. RITTER, E. STOLLEY, I. M. VAN DER VLERK, F. ANTENEN, J. LAMBERT, R. EICHENBERGER.

Folgende Mitglieder haben finanzielle Beiträge an die Druck- und Illustrationskosten der Eclogae geleistet: HH. ANTENEN, BAUMBERGER, EICHENBERGER, EUGSTER, ARNOLD HEIM, JEANNET, KUGLER, RIS, RITTER, RITTMANN, RYNIKER, G. SCHNEIDER, THALMANN, TOBLER, TSCHOPP; ferner, wie voriges Jahr, die GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT ZÜRICH und die SCHWEIZ. PALÄONTOLOGISCHE GESELLSCHAFT. Allen sei unser herzlicher Dank ausgesprochen.

Comptes 1923. — Extrait du rapport de M. J. WEBER, caissier.

Le doit et l'avoir se balancent par frs. 18,826.79. Au 1er janvier 1924, la fortune de la Société s'élevait à frs. 21,733.94, dont frs. 19,668.— sont inaliénables. Les legs et dons suivants constituent le capital inaliénable: BODMER-BEDER, DU PASQUIER, ESCHER-HESS, RENEVIER, CHOFFAT chacun frs. 500.—, FLOURNOY frs. 4500.—, SOCIÉTÉ SUISSE DE RECHERCHE DES GISEMENTS HOUILLIERS frs. 5000.—, contributions volontaires de l'année 1920 frs. 1268.—, cotisations de membres à vie frs. 6400.—. Le coût de l'impression des Eclogae s'est élevé à frs. 9804.35.

Les comptes ont été examinés par MM. P. BECK et E. GAGNEBIN et reconnus exacts.

Excursions en 1923. — La session de Zermatt fut suivie d'excursions aux environs de cette localité, du 2 au 4 septembre 1923, sous la conduite de M. le Prof. Dr. Emile Argand.

Excursions en 1924. — A la suite de la réunion extraordinaire de printemps, une excursion dirigée par M. le Prof. Dr. H. SCHARDT, se fit dans le Wäggital, le lundi 12 mai 1924.

MM. le Prof. Dr. A. BUXTORF et Dr. E. BAUMBERGER, ont bien voulu se charger de conduire les excursions aux environs de Lucerne, soit dans la région helvétique, soit dans la Molasse subalpine. Elles sont prévues, si le temps le permet, pour les 5, 6 et 7 octobre prochains.

Le secrétaire: *A. Jeannet.* Le président: *P. Arbenz.*

B. 41e Assemblée générale, les jeudi et vendredi 3 et 4 octobre 1924, à l'Ecole cantonale de Lucerne, à 8 heures.

Première partie: **Séance administrative.**

M. P. ARBENZ, président, donne lecture du Rapport du Comité pour l'année écoulée. L'assemblée se lève pour honorer la mémoire des membres décédés parmi lesquels nous avons eu le malheur de perdre MM. les Prof. Dr. U. GRUBENMANN, membre fondateur et J. WEBER, caissier en charge, ainsi que son successeur, M. le directeur SCHNEIDER.

Les rapports du Comité, du caissier et des vérificateurs des comptes sont adoptés.

La cotisation annuelle reste fixée à frs 10.—. Les ports d'envoi de notre périodique étant une lourde charge pour la caisse, le montant en sera perçu avec la cotisation et cela pour tous les membres de la Société.

Le projet de budget pour 1924 est également adopté.

En remplacement du Prof. WEBER, décédé, M. le Prof. L.-W. COLLET de Genève est élu membre du Comité. M. le Prof. PREISWERK de Bâle remplacera M. le Dr. P. BECK comme vérificateur des comptes.

M. le président annonce qu'une Société suisse de Minéralogie et Pétrographie sera fondée le vendredi 4 octobre au cours de la séance de la section de Minéralogie-pétrographie. M. le Prof. M. REINHARD est nommé président de cette séance de fondation. La nouvelle société a surtout pour but de permettre au „Bulletin Suisse de Minéralogie et Pétrographie" fondé et rédigé par le Prof. U. GRUBENMANN de continuer à paraître. — M. P. ARBENZ exprime le vœu que les relations des deux sociétés demeurent toujours cordiales.

Comme présidents de la séance scientifique sont désignés MM. le Prof. Dr. AUG. AEPPLI, Dr. MAX MÜHLBERG et Dr. E. GAGNEBIN. MM. ERNI et PETERHANS fonctionneront comme secrétaires.

Fin de la séance administrative, 9 h.

La séance scientifique suit immédiatement. L'ordre du jour n'étant pas encore épuisé à 18 h. ½, il est décidé de tenir une séance le lendemain matin à 9 h. dans le même local.

Le secrétaire: *A. Jeannet.*

Deuxième partie: **Séance scientifique.**

(*Referate der Vorträge und Mitteilungen in der Reihenfolge des Eingangsdatums der Manuskripte.*)

1. — Elie Gagnebin (Lausanne): **Les dislocations des Préalpes dans la région de Montreux** (avec une figure).

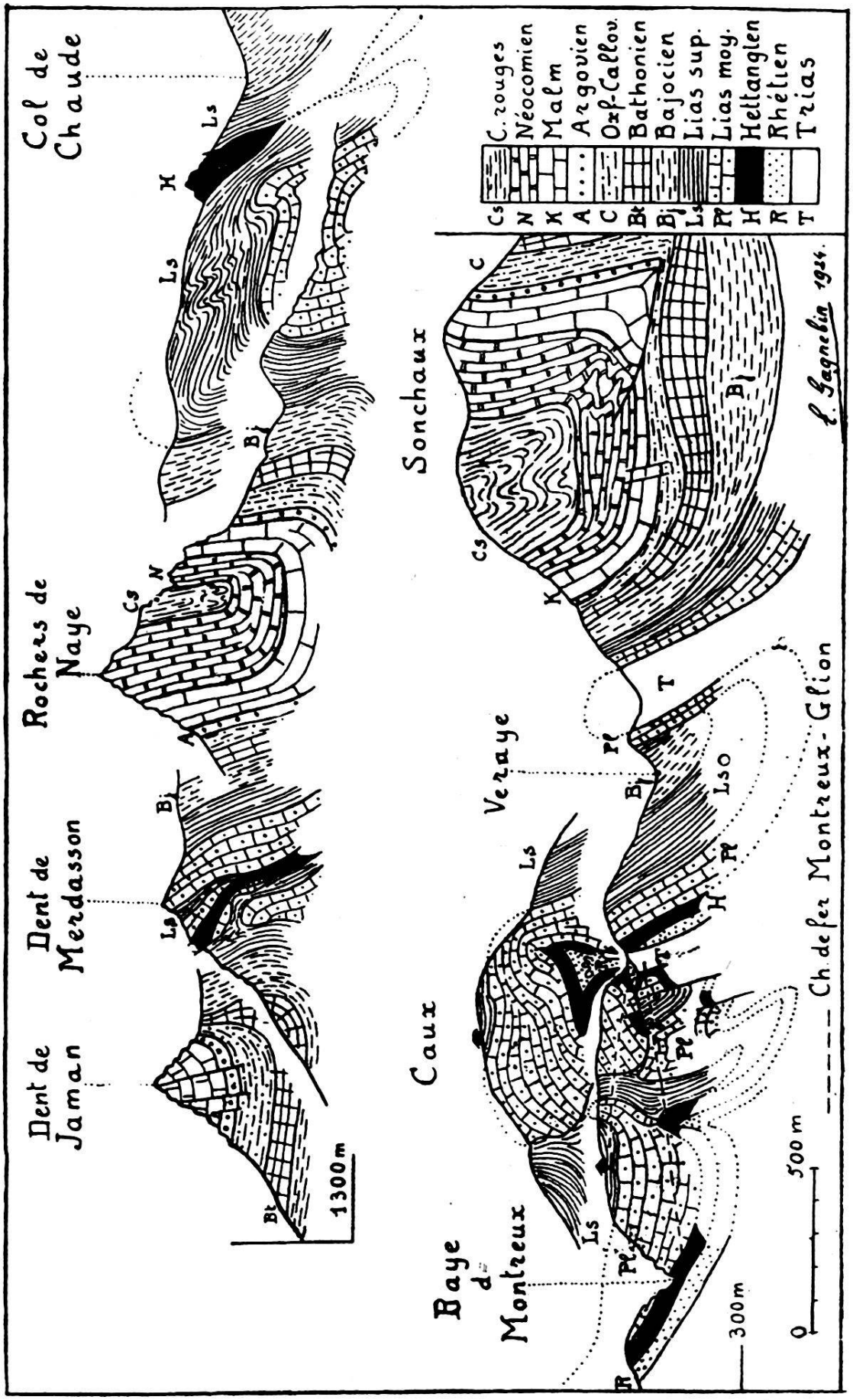
La Géologie de Montreux semble connue dans tous ses détails. Monsieur le Professeur H. Schardt, qui a longtemps habité cette ville, en a donné de nombreuses descriptions, des profils, des panoramas. Il a rendu cette région classique: c'est là qu'il a pu montrer le repos anormal des Préalpes sur le Flysch et sur la molasse, et de ce fait s'élever à la notion de nappe de charriage. Plus récemment, en 1918, une carte au 1 : 25 000, fort bien faite, accompagnée d'une petite monographie, et due à Gerhard Henny, figurait avec précision la structure de ce territoire [1]).

Et pourtant, la révision de cette carte, en 1922, m'a valu quelques surprises, qui donnent à la région de Montreux une physionomie assez différente de celle que l'on représente communément.

C'est en remontant pas à pas, depuis Les Planches, la voie du chemin de fer électrique Montreux-Glion, que ces nouvelles dislocations apparaissent. Sur les cartes et profils connus, toute la grande paroi boisée que domine le village de Glion, est considérée comme faite de Lias moyen. Cependant, sur la voie du train qui la traverse, l'Hettangien, visible déjà au-dessus du Temple de Montreux, reparaît 350 m plus loin, plongeant de 70° à l'E–S–E. Ses couches sont flanquées, vers le S–E, d'une petite lentille de calcaires siliceux pliensbachiens, de 3 m d'épaisseur environ, à laquelle font suite les schistes et calcaires marneux du Lias supérieur. Ces roches tendres déterminent la dépression suivant laquelle le funiculaire de Territet croise la voie du Montreux-Glion. On les retrouve beaucoup plus bas, près de la gare de Territet, derrière l'Hôtel de Riant-Château [2]), et l'on peut en montant les suivre jusqu'à la hauteur

[1]) Gerhard Henny: La géologie des environs de Montreux. Bull. Labor. géol. de l'Université de Lausanne, No 23, 1918.

[2]) Henny avait remarqué ce Lias supérieur, mais il le croyait écroulé (loc. cit., p. 39 et 40). Et M. Schardt me l'avait signalé à Riant-Château, par communication orale, en avril 1921.


Col de Chaude
Rochers de Naye
Dent de Merdasson
Dent de Jaman
1300 m
Sonchaux
Caux
Verraye
Baye de Montreux
Ch. de fer Montreux-Glion
300 m
500 m
0
C. rouges
Néocomien
Malm
Argovien
Oxf-Callov.
Bathonien
Bajocien
Lias sup.
Lias moy.
Hettanglen
Rhétien
Trias
Cs
N
K
A
C
Bt
Bj
Ls
Pl
H
R
T
Lso
J. Gagnebin 1924.

de Glion. L'anticlinal d'Hettangien est donc suivi d'un synclinal aigu et profond.

Poursuivons vers le S–E. Dans le petit tunnel qui succède au croisement des deux voies ferrées, le Lias moyen reparaît sur la ligne du Montreux-Glion, qu'il occupe environ 200 m. Puis revient le Lias supérieur, en synclinal large d'une centaine de mètres. Un rocher pliensbachien, traversé par un tout petit tunnel, sépare ces couches de l'anticlinal triasique et rhétien de Gorgollion, bien décrit par SCHARDT et par HENNY.

On peut suivre vers le bas ce second synclinal de Lias supérieur jusqu'à la grande route de Montreux à Mont-Fleuri. Mais si on le recherche une trentaine de mètres *au-dessus* de la voie, sur la route de Mont-Fleuri à Glion, on trouve au bord de cette route, juste à l'aplomb du synclinal, deux grandes carrières abandonnées, séparées par une faille oblique, dont l'une, au S–E, est taillée dans les bancs pliensbachiens, et dont l'autre montre des calcaires *hettangiens*, qui plongent de 60° vers le N–W. *Une série anticlinale surmonte immédiatement, ici, un synclinal droit!*

Ces couches hettangiennes sont tout entourées de Lias moyen. Elles se rattachent nettement, toutefois, à l'anticlinal de Gorgollion: on les voit en effet, un peu plus bas, envelopper par dessus, à l'E., et par dessous, le petit rocher pliensbachien traversé en tunnel, qui forme le flanc nord de cet anticlinal.

Celui-ci, étranglé au niveau de la voie, est donc cassé plus haut, et chevauche en avant le synclinal de Lias supérieur, qu'il clôt d'un épais couvercle.

Le plan de chevauchement, à cause des éboulis, n'est nulle part visible; mais il doit se poursuivre à travers la masse du Lias moyen, jusqu'à Glion, car là aussi, le premier synclinal de Lias supérieur se trouve barré, dans le sud du village, par les fortes assises pliensbachiennes qui s'élèvent jusqu'à Caux. Et cette deuxième protubérance se manifeste dans le noyau hettangien de l'anticlinal de Gorgollion, qui avance en bec au-dessous de Grandchamp, jusque près de la route qui monte de Glion à Caux.

Cette curieuse dislocation est tout à fait analogue à celle qu'a décrite A. BUXTORF dans le tunnel du Moutier-Granges.

Au-dessous de la voie du train Montreux-Glion que nous avons suivie, les éboulis cachent malheureusement la suite de l'histoire. Cependant, un aperçu nous en est offert par un petit rocher, nettement en place, qui émerge dans un jardin au-dessus de la station de Territet, où l'on voit l'Hettangien, de nouveau, buter par faille contre le Pliensbachien.

Beaucoup plus loin du Lac, au N–W des Rochers de Naye, la Dent de Merdasson, telle que l'a figurée HENNY sur sa carte, se complique d'un synclinal aigu de Lias supérieur.

Au Col de Chaude enfin, tout au haut de la Vallée de la Tinière, un rocher de calcaires hettangiens surgit, en lentille anticlinale détachée de sa racine, au milieu du Lias supérieur qui forme la longue croupe reliant le col aux Rochers de Naye.

2. — P. ARBENZ (Bern): **Fossilführendes Rhät bei der Engstlenalp (Kt. Bern).**

Die Rhätvorkommnisse am Jochpass und bei der Engstlenalp, auf die ich zum erstenmal 1907[1]) aufmerksam gemacht hatte, und die in meinem Exkursionsbericht von 1913[2]) wieder erwähnt wurden, hatte ich in der Zwischenzeit noch mehrmals besucht. Ihr Gesteinscharakter (graue Lumachellenkalke, z. T. sandig) und ihre stratigraphische Stellung zwischen Triasquartenschiefern und den Tonschiefern des Hettangien liess es als wahrscheinlich erscheinen, dass es sich um wirkliches Rhät handle, bestimmbare Fossilien waren aber an den bisher bekannten Fundstellen nicht zu gewinnen. Im vergangenen Sommer gelang es mir nun auf der Südseite des Engstlensees „bei den Schründen" der Siegfriedkarte, an einer Stelle, die im Volksmund „bei den Hirelenen" genannt wird, fossilführendes Rhät aufzufinden. Die Schichtfolge entspricht derjenigen am Jochpass ziemlich genau: Unter bunten Quartenschiefern liegen in verkehrter Lagerung einige wenig mächtige Kalkbänke, die in der Regel voll von unbestimmbaren Zweischalern sind, aber in einer etwas mehr rauhspätigen Bank, die den Quartenschiefern zunächst liegt, mehrere Exemplare von z. T. gut erhaltenen Muscheln, vor allem *Avicula contorta Portl.* lieferten. Ausserdem konnten bestimmt werden: *Gervillia sp.*, *Plicatula sp.*, *Pecten sp.* Damit ist das Rhätalter dieser Schichten bewiesen.

Das Rhät der Jochpasszone, in normaler Lagerung am Herrenhubel bei Engstlenalp, in verkehrter Lagerung am Jochpass selbst und „Bei den Schründen" südlich des Engstlensees erhalten, ist das östlichste bisher bekannte sichere Rhät der helvetischen Alpen. SCHARDT hat anlässlich einer Exkursion

---

[1]) P. ARBENZ. Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. Eclogae geol. Helv., IX, p. 468–469, 1907.

[2]) P. ARBENZ. Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft in die Obwaldner Alpen vom 10. bis 13. September 1913. Eclogae geol. Helv., XII, p. 707, 1913.

im Schächental[1]) muschelführende Kalkbänke im Hangenden der Trias am Locherbach oberhalb Spirigen für Rhät angesehen. HEIM[2]) zitiert in der Geologie der Schweiz Rhät und Hettangien von Spirigen nach C. SCHMIDT. Bestimmbare Fossilien sind aber nicht gefunden worden. Auf der Klausenpasshöhe scheint das Rhät zu fehlen, ebensowenig konnte es bisher in den Glarneralpen gefunden werden.

Das Rhät der Engstlenalp ist von den Quartenschiefern ganz scharf abgegrenzt, geht dagegen in das Hettangien ohne scharfe Begrenzung über. Bereits die zwischen den Rhätkalkbänken eingeschalteten Schiefer zeigen den Charakter des Hettangien.

Die Jochpasszone gehört nahezu oder ganz in die Axendecke, die in ihren tieferen und z. T. auch höheren Abzweigungen im Lias und Dogger stark an die Fazies der Doldenhorndecke erinnert (Dolomitbreccien in verschiedenen Stufen des Lias und Dogger, Bannalpkonglomerat, von J. KREBS[3]) am Doldenhorn gefunden). Auch dort ist fossilführendes Rhät vorhanden und schon lange bekannt. Es wurde kürzlich noch von BRUDERER[4]) am Mutthorn, besser gesagt am Tschingelpass, dem östlichsten Vorkommen von Trias der Doldenhorndecke aufgefunden.

Im Autochthon am Nordrand des Aarmassivs scheint fossilführendes Rhät auf die Zwischenbildungen des Lauterbrunnentals beschränkt zu sein[5]).

3. — ALBERT BRUN (Genève): **Recherches sur le volcanisme. La Iozite. Son rôle et son importance dans les coulées des laves modernes.**

L'auteur montre comment la réaction de masses géologiques entr'elles amène la formation de Iozite. Ce minéral est le protoxyde de fer libre. Ce minéral existe aussi bien dans les laves ferro-magnésiennes que dans les laves alumino-alcalines. L'Io-

---

[1]) A. BUXTORF. Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft ins Flyschgebiet des untern Schächentals, 8. September 1912. Eclogae geol. Helv., XII, p. 192, 1912.

[2]) ALB. HEIM. Geologie der Schweiz, II, p. 274, 1920.

[3]) J. KREBS. Stratigraphie der Blümlisalpkette im Berner Oberland. Diss. Basel 1921 (Manuskript).

[4]) WILLY BRUDERER. Le Rhétien du Mutthorn (Oberland Bernois). Bull. Soc. Vaud. sc. nat., 55, p. 95, 1924.

[5]) ED. GERBER. Über das Vorkommen von Rhät in den Zwischenbildungen des Lauterbrunnentals. Mitt. nat. Ges. Bern 1907, p. 68—70.
— Über Fazies und Deckenbildung zwischen Kiental und Lauterbrunnental. Mitt. nat. Ges. Bern 1909, p. 128.
— Rhätfossilien aus den Zwischenbildungen von Trachsellauenen im Lauterbrunnental. Eclogae geol. Helv., XIII, p. 366, 1915.

zite est en grains opaques, magnétipolaires, dont la dimension ne dépasse guère quelques μ. Certaines laves peuvent en contenir plusieurs pour cent. La reproduction synthétique en a été faite. C'est grâce à la Iozite que les laves sont réductrices.

C'est grâce à elle que les laves sont si facilement oxydées par l'eau ou l'oxygène atmosphérique. L'Iozite se forme pendant l'évolution éruptive.

1° Pendant le réchauffement géologique. *A.* Lorsque le minéral ferrugineux d'une enclave est attaqué par un magma alcalin, à une température juste suffisante pour permettre la réaction chimique. *B.* Lorsque une roche contenant des minéraux ferrugineux voit ceux-ci décomposés par la chaleur seule (amphiboles, grenats, etc.).

2° Pendant le refroidissement géologique. Lorsque le magma est complètement fondu et le protoxyde de fer dissous, l'Iozite se sépare au début de la formation des feldspaths. Durant ces phases il ne peut donc pas exister dans les masses de l'eau ou sa vapeur. L'intérieur du magma est sec. Ceci a été confirmé par G. Ponte lors de l'éruption de l'Etna en 1923, à l'aide de son appareil „l'inalatore". La découverte de l'Iozite appuyée par tant d'autres expériences, clôt, définitivement de l'avis de l'auteur, la discussion relative aux magmas anhydres ou aqueux. L'eau dite volcanique est extérieure, c'est de l'eau errante. Il n'y a pas d'Eaux „Juvéniles". Les volcans situés dans un climat sec ne la présentent pas (Lanzarote, Timanfaya). Les explorateurs futurs devront donc se garder de commettre l'erreur de Day et Shepherd au Kilauea en 1912, en attribuant à la lave magmatique une vapeur d'eau, qui ne provient que des encaissements.

Pour les analyses et modes de recherche de la Iozite, voir Archives des Sciences Physiques et Naturelles. Genève 1924. 5e Période Vol. 6, p. 244—263.

4. — Walter H. Bucher (Cincinnati, Ohio): **Über kryptovulkanische Erscheinungen in Ohio und Kentucky.**

Inmitten der sanft nach Osten fallenden Schichten der Stufenlandschaft des südwestlichen Ohio liegt eine intensiv gestörte, fast genau kreisrunde Fläche von etwas über sechs Kilometer Durchmesser. Nach dem auf der Westseite gelegenen prähistorischen Erdwerke soll sie als „Serpent Mound Störung" bezeichnet werden. Die detaillierte Kartierung durch den Verfasser hat gezeigt, dass diese Störung im ganzen dem Typus des Steinheimer Beckens entspricht, den Branca als kryptovulkanisch bezeichnet hat. Im Gegensatz zu dem Steinheimer

Becken ist die Serpent Mound Störung überall vorzüglich aufgeschlossen und zeigt folgende höchst auffallende Struktur:

1. Entlang dem Rande finden sich die höchsten Schichten der Gegend, die feinkörnigen Sandsteine des Unterkarbons (Waverly group) stellenweise mehr als 150 m gesenkt. Sie bilden eine Art ringförmigen Graben, dessen Tiefe von Stelle zu Stelle wechselt, so dass er eigentlich aus einer Reihe von grabenförmigen „Löchern" besteht, zwischen denen die Absenkung viel geringer ist. An zwei Stellen reichen sogar schmale „Brücken" von nahezu horizontalen Schichten quer durch diese Gräben gegen das Innere der Struktur hinein. Am Aussenrande schneidet diese ringförmige Senkungszone vielfach mit einer scharfen Verwerfung gegen das ungestörte Umland ab, geht aber an anderen Stellen nur in eine Flexur über.

2. Im Zentrum dieses kreisförmigen Störungsgebietes sind die Kalkmergel des obersten Untersilurs (Richmond group) bis über 100 m über ihre normale Lage emporgepresst, aber nicht in Form einer einfachen Antiklinale. Es sind vielmehr lediglich einige schmale, sich kreuzförmig schneidende Streifen emporgeschoben worden. Die parallelen Seiten dieser Streifen entsprechen den beiden Hauptkluftsystemen, die weithin die ganze ungestörte Umgebung beherrschen. Die Hebung ist also offensichtlich längs präexistierender Klüfte erfolgt.

3. Von der äusseren ringförmigen Depression steigen die Schichten gegen die aufgepresste Mitte an, vielfach aber unterbrochen durch kleinere und grössere Verwerfungen.

In den Winkeln zwischen zwei gehobenen Streifen sind die Schichten stark gefaltet. Es kann sich dabei aber nicht um Druckerscheinungen infolge der zentralen Hebung handeln. Denn gerade in den Winkelspitzen, wo zwei gehobene Streifen zusammentreffen, finden sich Fetzen von viel höheren Gesteinen, die aussehen, als seien sie in offene Spalten gerutscht.

4. Von vulkanischen Erscheinungen, ja von irgendwelchen Veränderungen chemischer oder mechanischer Art fehlt jede Spur. Überhaupt fehlen vulkanische Erscheinungen diesem Teile der Vereinigten Staaten vollständig (von einigen weit auseinandergelegenen kleinen Gängen sehr basischer Gesteine abgesehen, die zudem in Ohio auch ganz fehlen).

5. Im Gegensatz zu dem Steinheimer Becken erscheint die randliche Synklinale mit ihren Sandsteinen hier topographisch als ein ringförmiger Hügelkranz, der auf drei Viertel seines Umfanges, nur an wenigen Stellen unterbrochen, sich scharf von der Fastebene der Umgebung abhebt.

6. Die Grenzen des möglichen Alters dieser Störung liegen zwischen dem unteren Unterkarbon und dem Alter der sie schneidenden, wohl tertiären, Fastebene.

Eine zweite ganz analoge Störung, die „Septha Knob Störung", von nur etwa drei Kilometer Durchmesser, wurde vom Verfasser in Shelly County, im Staate Kentucky, kartiert. Hier liegen jedoch die Schichten des untersten Obersilurs (Brassfield Group) ungestört diskordant über den steilen Schichten des obersten Untersilurs (Richmond Group). Hier muss also die Bildung und Erosion dieser Störung sich innerhalb sehr kurzer Zeit vollzogen haben.

Zieht man eine Gerade von der Serpent Mound Störung in Ohio zu dem Septha Knob in Kentucky, so liegt fast genau in ihrer Verlängerung im Staate Tennessee ein drittes kreisrundes gestörtes Gebiet, das höchst wahrscheinlich demselben Typus angehört. Diese Verbindungslinie läuft der Axe der östlich angrenzenden grossen Kohlensynklinale, und damit der Axe des appalachischen Gebirgssystems, parallel. Es ist vielleicht kein Zufall, dass auch das Steinheimer Becken nahe der Abbiegung der schwäbischen Juratafel zur Molassesynklinale liegt.

5. — Arnold Heim (Zürich): **Nummulitenschichten in der Kreide des Antilibanon** (mit 1 Figur).

Das Vorhandensein von Nummuliten im Liegenden von Kreidebildungen in den tertiären Kettengebirgen wurde bisher meist ohne nähere Prüfung als tektonische Einfaltung mit Überschiebung gedeutet und die lithologischen Beziehungen zu den Kreideschichten übergangen. So verhält es sich im besonderen im Antilibanon.

Nachdem L. Rollier[1]) und der Verfasser[2]) in den östlichen Schweizeralpen und im Vorarlberg durch die Tatsachen gezwungen wurden, die Nummulitenschichten in den Senonmergeln als stratigraphische Einlagerungen zu betrachten, lag die Frage auf der Hand, ob nicht ähnliche Verhältnisse in anderen Kreide-Eozängebieten vorhanden seien.

---

[1]) L. Rollier. Supracrétacique et Nummulitique dans les Alpes suisses orientales. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, n. F. Lfg. 53, II, 1923.

[2]) Arnold Heim. Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal, und das Problem der Kreide-Nummuliten. „Beiträge", n. F. Lfg. 53, I. 1923.

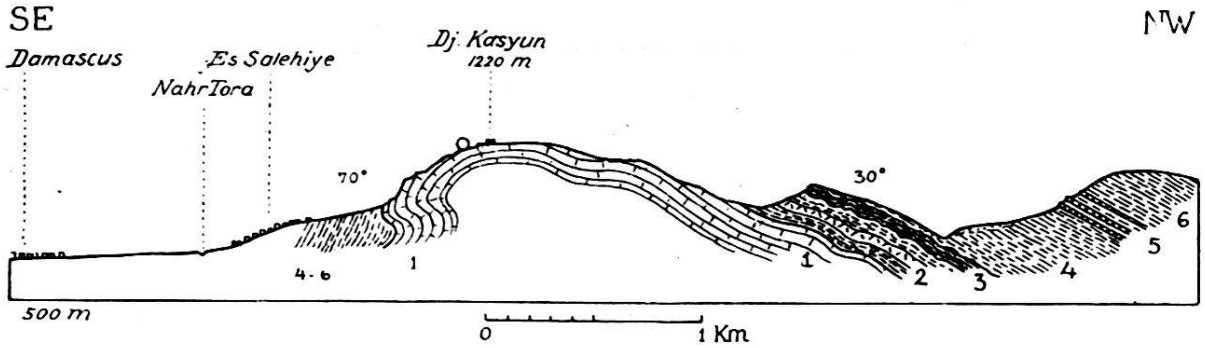
— Beobachtungen in den Vorarlberger Kreideketten. Vorläufige Mitteilung. Eclogae geol. Helv., XVIII, Nr. 2, 1923.

— Das Problem der Kreide-Nummuliten in Ostschweiz und Vorarlberg. Geol. Rundschau, Bd. XV, Heft 3, 1924.

LEO WEHRLI[1]) hat die Schichtfolge bei den berühmten Phosphat-Minen von Gafsa-Metlaoui in Tunesien studiert, und findet, dass die weisse Nummulitenkalkbank über dem Phosphatlager vom gleichen kreideweissen Mergelkalk überlagert wird, der das Liegende des Phosphates bildet, und zwar ohne scharfe vertikale Abgrenzung.

L. KOBER[2]) beschreibt das lehrreiche Profil Beyrout-Damascus, und nimmt als besondere Neuerung gegen die Tafel der syrischen Wüste gerichtete Überschiebungen an. Allein schon aus seinem photographischen Panorama Taf. III vom Djebel Kasyun 1220 m bei Damaskus kann man herauslesen, dass die Nummulitenschichten stratigraphisch in der senonen Kreidebildung eingelagert sein müssen, denn die einzelnen Schichten lassen sich ungestört und in vollkommener Parallelität mit der liegenden und mit der hangenden Kreideserie auf weite Erstreckung verfolgen.

Der Verfasser hatte nun im Juli d. J. Gelegenheit, die syrische Wüste, Antilibanon und Libanon zu queren, und nebenstehendes Profil aufzunehmen.



Profil durch den Südostrand des Antilibanon bei Damaskus

1. Libanonkalk (Cenoman-Turon). Dichter und kristallin-körniger oder brecciöser Kalk, oft mit Silex und einzelnen Korallen in groben Bänken, inwendig hell, im ganzen aber braun angewittert.
2. ca. 100 m kreidiger mergeliger Kalk mit rötlichen Lagen und Bänken grober Kalkbreccie im mittleren Teil.
3. ca. 30 m vorwiegend schwarzer Flint in knorrigen, bis meterdicken Bänken.
4. ca. 250 m weisse, etwas schieferige Schreibkreide mit Kalk-Kugeln.
5. ca. 10 m Wändchen mit Nummulitenkalkbänken, die sich vereinzelt auch noch höher oben wiederholen.
6. 200—300 m Kreide wie Nr. 4. Ausserhalb der Figur folgen:
7. Haupt-Nummulitenstufe, Eozänkalk nach KOBER, darüber Konglomerat.

---

[1]) Vortrag Nat. Ges. Zürich 1924 und pers. Mitteilungen.

[2]) L. KOBER. Geologische Forschungen in Vorderasien, I. Teil, Denkschr. Ak. d. Wiss. Wien 1915.

Es zeigte sich, dass die untere Nummulitenbildung Nr. 5 aus etwa 10—15 einzeln hervorstehenden härteren Kalkbänken von je 1—5 dm Dicke besteht, die auf 10—20 m in den Kreidemergeln verteilt sind. Die dunkeln feinen Bänder in KOBERS Photographien sind hervorgerufen durch Schlagschatten der vorragenden Kalkbänke, die ein gestuftes Felswändchen bilden. Weder nach unten noch nach oben lässt sich diese Nummulitenbildung von den weissen Kreidemergeln abtrennen. Nach oben im besonderen verlieren sich die einzelnen Bänke, indem ihr Abstand grösser und ihre Dicke geringer wird.

Die *Nummuliten* treten nur ausnahmsweise durch Verwitterung hervor, weil ihre Kalkschalen nicht nennenswert widerstandsfähiger sind, als der sie einschliessende weissliche Kalkstein. Und dieser Kalkstein anderseits unterscheidet sich von der Schreibkreide, in der er eingeschichtet ist, nur durch geringeren Tongehalt, grössere Härte und etwas gelblichere Anwitterung. In den unteren Bänken tritt spärlich Glauconit hinzu.

Massenhaft, in einzelnen Lagen gesteinsbildend, ist eine kleine, megasphärische *Nummulina*, die nach Dünnschliffpräparaten zur Gruppe der *N. globulus* zu rechnen ist: Leisten einfach, Oberfläche nicht granuliert. Durchmesser meist 2 mm auf 1 mm Dicke, grösste Exemplare 4 mm Durchmesser. Leisten radial bis leicht spiralig, Zahl der Windungen 4—5, seltener bis 6, Septen im Medianschnitt leicht kreisförmig gebogen.

Ob hier eine der 4 bekannten oberkretazischen Nummulinen (*N. Fraasi de la Harpe; N. deserti de la H.; N. Bolcensis Mun.-Chalm; N. Mengaudi Gaston Astre*) vorliegt, liesse sich am sichersten durch Auffinden der mikrosphärischen Generation feststellen.

In den oberen Schichten fallen neben dieser *Nummulina* massenhaft dunkle, papierdünne Querschnitte einer Foraminifere auf, die mit der Lupe wie ein Orbitoid aussieht, sich aber im Dünnschliff als eine *Operculina* vermuten lässt. Durchmesser bis 4 mm, Dicke nur 0,15 mm.

Als Ergebnis können wir feststellen, dass die untere Abteilung der Nummulitenschichten bei Damaskus eine normale stratigraphische Einlagerung im Kreidemergel ist.

Würde man die hangenden Kreidemergel, die von den liegenden, wie auch von den Lagen zwischen den einzelnen Nummulitenbänken faziell nicht unterscheidbar sind, als Eozän betrachten wollen, so müsste man konsequenterweise auch eine Kontinuität der Ablagerungen von Kreide zu Tertiär unter Vertretung aller Stufen annehmen, was wiederum den bisherigen

Auffassungen widersprechen würde. Die ganze Kreidemergelserie aber ins Eozän zu nehmen geht nicht an, da nicht nur an der Basis, sondern auch „in der Nähe der Eozänbänder Baculitenmergel, Mergel mit Scalaria, Inoceramenabdrücken und Astarte gefunden wurden" (KOBER, l. c. p. 42).

Unter allen Umständen wird die „isoklinale Einfaltung" der „Eozänbänder" hinfällig, und die auch anderweitig in der Literatur angegebenen Überschiebungen von Oberkreide auf Eozän sind mit Vorsicht aufzunehmen. Nicht durch eine grosse Überschiebung, sondern in Form von normalen, teilweise nach SE überliegenden prachtvoll sichtbaren Faltenwellen geht der Antilibanon bei Damaskus in die grosse Tafel der syrischen Wüste über.

6. — A. LUDWIG (St. Gallen): **Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse zwischen Necker und Rhein.**

Für die Revision von Blatt IX der geologischen Dufourkarte ist der Referent von der Geologischen Kommission mit der Kartierung des Molassegebietes zwischen Necker und Rhein beauftragt. Da von der Basis der st. gallischen Meeresmolasse aufwärts die Verhältnisse klar sind, so beschränkt sich seine vorläufige Mitteilung auf die folgenden beiden Hauptfragen:

Gehört alle Molasse südlich der st. gallischen Meeresmolasse bis zum Alpenrand zum Oligozän (Auffassung von GUTZWILLER) oder sind hier auch noch jüngere Stufen, Burdigalien und Vindobonien vorhanden?

Ist in diesem Gebiete Wechsel von Antiklinalen und Synklinalen, also Faltung im üblichen Sinne vorhanden (Auffassung von GUTZWILLER), oder handelt es sich um eine mächtige, die ganze dislozierte Molasse überspannende Hauptantiklinale oder um wiederholte Überschiebungen, d. h. Schuppenbau?

1. Der Referent kennt in dem äusserst fossilarmen Gebiet der „unteren Süsswassermolasse" 15 fossilführende Stellen, von welchen 12 neu sind. Die Funde bestätigen das oligozäne Alter für den mächtigen Komplex der Süsswassermolasse zwischen st. gallischer Meeresmolasse und Alpenrand; im Liegenden des marinen Burdigalien kann allerdings noch limnisches Burdigalien in geringer Mächtigkeit vorhanden sein. *Helix* (*Cepäa*) *rugulosa Ziet.* ist relativ häufig; sehr selten findet sich *Helix Ramondi* in der grossen Form *Plebecula Dollfusi Roll* In den höheren Schichten der bunten Kronberg-Nagelfluh wurde *Clausilia Escheri May.* festgestellt; einige andere, kürzlich aufgefundene Fossilien harren noch der Bestimmung. Eine

ganz sichere Grenze zwischen Aquitanien und Stampien kann derzeit nicht gezogen werden.

2. In tektonischer Hinsicht verdient die Gegend südlich vom Kronbach zwischen Urnäsch und Jakobsbad besondere Beachtung. Hier kann in mehreren Bachrunsen die Synklinale S 1[1]) in nicht vollständig, aber doch annähernd geschlossener Umbiegung beobachtet werden, indem die Schichtlage aus mässig steilem bis schwachem Südfallen in anfänglich wenig steiles (25°), dann immer stärkeres Nordfallen übergeht; die südlichste der zahlreichen Nagelfluhbänke steht senkrecht; weiter südlich, gegen den Kern der Antiklinale A 2 folgt steiles Südfallen. Wenn irgendwo, so kann hier entschieden werden, ob in der appenzellischen Molasse Faltung nach älterer Auffassung herrscht. Synklinale S 1 bestätigt das Vorhandensein der Antiklinalen A 1 und A 2. Ob südlich vom Kronberg noch eine Synklinale S 2 und eine Antiklinale A 3 folgen, oder ob hier eine Überschiebung vorliegt, ist Gegenstand weiterer Untersuchung. Erst hier, nicht schon zwischen den Antiklinalen A 1 und A 2, kann es sich zeigen, ob die von BAUMBERGER in der luzernischen Molasse nachgewiesene Überschiebung in der Ostschweiz ihr Gegenstück hat.

7. — F. NUSSBAUM (Hofwil-Bern): **Über Ungleichheiten der Gletschererosion im schweizerischen Mittelland und in den Alpen.**

In seinem vor 18 Jahren in St. Gallen gehaltenen Vortrage „Über Form und Grösse der glazialen Erosion" hat Prof. J. FRÜH (Lit. 3) die verschiedenen Landschaftsformen der von den diluvialen Gletschern bedeckten Gebiete sowohl des Mittellandes wie der Alpen geschildert und überzeugend dargetan, dass, in Übereinstimmung mit der Auffassung von PENCK, BRÜCKNER und DAVIS, den grossen Gletschern eine bedeutende Erosionsleistung zugeschrieben werden muss. Ein Jahr später hat O. FREY in seiner schönen Abhandlung den gleichen Standpunkt vertreten (Lit. 5).

Heute möchte ich auf Ungleichheiten der Gletschererosion im Mittelland und in den Alpen aufmerksam machen. In beiden Gebieten finden wir innerhalb der durch Moränen gekennzeichneten Gletscherareale Formen, die für eine starke Gletschererosion sprechen, wie namentlich die Zentraldepressionen oder Zungenbecken des Mittellandes und die Trogtäler der Alpen,

[1]) Über Reihenfolge und Bezeichnung der Synklinalen und Antiklinalen vgl. HEIM, Geologie der Schweiz, Profiltafel VI.

und wiederum andere, wo die Gletscher bedeutend weniger abschleifend gewirkt, endlich solche, wo sie vorwiegend akkumuliert haben.

Die Zungenbecken des Mittellandes erscheinen in der Regel als lange, verhältnismässig schmale Rinnen innerhalb des gesamten von den Gletschern ehemals bedeckten Gebietes; meist sind sie von den Jung-Endmoränen und Schottern einer Rückzugsphase umgeben oder abgeschlossen (Lit. 1 p. 396 und 496; 5 p. 489 [149]; 12) und zwischen diesen und den Moränen des Maximalstandes finden wir ausgedehnte Gebiete, wo Moränen auf älteren Diluvialbildungen, meist auf Schottern, aufruhen (Lt. 4; 6 p. 12; 8 p. 12; 9 p. 35; 11; 13; 14). Wohl bilden auch diese Schotter nur Reste von früheren Ablagerungen; wohl verraten sie durch ihre drumlinartigen Formen die abschleifende Wirkung des vorstossenden Gletschers, der dann z. T. beim Rückzug die hangenden Moränen absetzte; wohl finden sich auch hier neben ausgesprochenen Rundbuckelformen gelegentlich flache Wannen oder Becken; allein die Wirkung der Gletschererosion muss in diesen Gebieten bedeutend geringer gewesen sein als in den eigentlichen Zungenbecken.

Diese Becken liegen überall in den Haupttälern, in denen wir die präglazialen und interglazialen Entwässerungsfurchen sehen müssen und wo auch in den Eiszeiten die Gletschermächtigkeit jeweilen am grössten gewesen ist. Darin liegt nun auch die Hauptursache der ungleichen Erosion begründet: mit Zunahme der Eismächtigkeit mussten Bewegung und Erosion der Gletscher grösser geworden sein, ähnlich wie wir dies in fliessenden Gewässern feststellen können.

Nicht unwichtig für die Deutung dieser Talformen ist der Nachweis, dass sie zu einem Teil verschüttete, tiefe Talrinnen, entstanden in der Mindel-Riss-Interglazialzeit, darstellen (Lit. 5, p. 406 [66]). Die Aufschüttungen, die unterhalb der eigentlichen Zungenbecken liegen, erreichen aber nirgends die Mächtigkeit, die der Tiefe der Becken entspricht. Das Vorhandensein sehr tiefer Täler vor der Riss-Eiszeit muss eine beträchtliche Volumenvergrösserung der Gletscher bewirkt haben. Und dass diese Becken letzten Endes doch durch Gletscherausschleifung entstanden sind, geht aus der Erscheinung der Übertiefung hervor. Sehr schön lässt sich u. a. diese Erscheinung in den Talgebieten des alten Aaregletschers oberhalb Bern nachweisen; so beträgt die Übertiefung des Haupttales (Gürbetal) gegenüber den Seitentälern 100—230 m (Lit. 15 p. 50 [11]).

Viel stärker jedoch als im Mittellande sind die glazialen Züge in den Alpentälern ausgeprägt; sie äussern sich namentlich

in den Formen der Alpentäler. Diese sind durch 3 morphologische Merkmale gekennzeichnet:

1. durch einen stufenförmigen Aufbau im Längsprofil und damit in Verbindung durch einen Wechsel von Talengen und Talweitungen;

2. durch den starken Wechsel des Querprofils, wobei vorherrschend eine bald einfache, bald mehr zusammengesetzte Trogform auftritt;

3. durch eine sehr starke Übertiefung der Haupttäler gegenüber den Nebentälern.

Die Übertiefung erreicht hier Beträge bis zu 700 m; sie stellen ein Mehrfaches der Werte dar, wie sie in den Gletschertälern des Mittellandes nachgewiesen wurden (Lit. 10, p. 66). Dabei darf nicht ausser acht gelassen werden, dass diese Übertiefung nicht ausschliesslich durch Gletschererosion, sondern zu einem guten Teil auch durch die Arbeit der interglazialen Flüsse bewirkt worden ist (Lt. 16). Die Trogformen sind, wie bereits Früh betonte, im krystallinen Gebiet am schärfsten ausgeprägt, und sie bilden die charakteristische Talform ehemaliger Gletschergebiete.

Besonders auffällig und nach seiner Entstehung noch wenig abgeklärt ist der Stufenbau der Alpentäler und der damit zusammenhängende Wechsel von Riegeln und Becken. Bekannt ist die Erklärung der sogenannten Konfluenzstufen, die Penck gegeben hat: wo mehrere Gletscher sich vereinigten, setzte die Erosion unvermittelt ein. Hier beginnen auch die Strecken stärkster Übertiefung der Haupttäler, also die Gebiete maximaler Gletschererosion.

Die Riegel und Talengen sind die Stellen, wo die Gletschererosion weniger wirksam gewesen sein muss als in den Becken; dass sie aber nicht gänzlich gefehlt hat, beweisen Gletscherschliffe, die, wie in der Schöllenen und in den Engen des Haslitales, bis an den Fluss hinab reichen, und beweist auch die Trogform, die sich über den Riegeln vorfindet.

Es lässt sich nachweisen, dass die Riegel in den Quertälern häufiger sind als in den Längstalstrecken der Alpentäler und dass sie in der Mehrzahl der Fälle mit härtern Gesteinszonen, die vom Tal gequert werden, zusammenfallen. Es dürfte also hier zur Hauptsache ein Zusammenhang mit den verschiedenen widerstandsfähigen Gesteinen vorliegen.

Vorhandene Unregelmässigkeiten des Untergrundes sind durch die Gletschereinwirkungen noch verstärkt worden.

Wo die Talweitungen in weicheren Gesteinen liegen, verdanken sie ihre Entstehung in erster Linie den normalen Ab-

tragungsvorgängen, die hier besonders wirksam gewesen sein mussten. Wechsel von Riegeln und Becken kommt jedoch auch in homogenem Gestein und im Streichen der Gesteinszonen vor, so dass hier die Annahme der selektiven Erosion nicht zutrifft. Dazu kommt die Tatsache, dass diese Talbecken in den oberen Talabschnitten besonders gut ausgeprägt sind.

Die gegenüber dem Vorlande allgemein grösseren Wirkungen der Gletscher in den Alpentälern scheinen im Widerspruch zu stehen zu dem geringeren Volumen der Gletscher, wie es während der Eiszeit in den einzelnen Alpentälern vorhanden gewesen sein muss.

Dieser Widerspruch dürfte jedoch behoben werden

erstens durch den veränderten Querschnitt der Eismassen, die mit grösserer Bewegung in den engen Alpentälern auf bedeutend schmäleren Flächen wirkten als im Vorlande und

zweitens durch den Faktor Zeit, der zu den Faktoren Volumen und Bewegung hinzutritt: Die Alpentäler müssen während des Eiszeitalters bedeutend länger der Eisbedeckung und Gletscherwirkung ausgesetzt gewesen sein als das Vorland, und auch die höheren Alpentäler länger als die tieferen; denn in diesen Gebieten muss sich jeweilen zu Beginn einer Eiszeit die Depression der Schneegrenze in der Bildung von Firn und Gletschern zuerst und gegen das Ende zu auch zuletzt geltend gemacht haben.

Sehr auffällig ist nun das Vorkommen jener in den höchsten, gletscherfreien Talstrecken gelegenen trogförmigen Talbecken, wie wir sie im Gasterental, im obersten Haslital, im Rhonetal bei Gletsch, im Hinterrheintal und in einigen südlichen Seitentälern des Wallis sehen und wie sie endlich auch in mehreren, z. T. mit Seen versehenen Karen ausgebildet sind. Diese Formen, die nicht allein durch die kleinen Gletscher der Rückzugsphasen der Würmeiszeit gestaltet worden sein können, drängen geradezu zu der bereits von Ed. Richter (Lit. 2 p. 52) geäusserten Annahme, dass auch während der langen Interglazialzeiten hier Gletscher gelegen und die Entstehung jener Becken veranlasst und gefördert haben dürften. Solche Gletscher konnten sich bei einem Klima bilden, das etwas feuchter und kühler als das gegenwärtige gewesen sein musste.

Das Fehlen interglazialer Ablagerungen in den genannten Talstrecken ist ein erster Hinweis auf die Existenz solcher interglazialer Gletscher.

Eine weitere Stütze für diese Annahme finden wir in den Folgerungen, die aus dem Bestand der interglazialen Floren

gezogen worden sind. So kommt BROCKMANN-JEROSCH (Lit. 7 p. 86), gestützt auf seine Untersuchungen, zur Auffassung, „dass es keine fossile, interglaziale Vegetation gebe, die für den Alpenrand ein so kontinentales Klima, wie es das heutige ist, zulassen würde", und „dass wir für die Interglazialzeiten nicht ein trockenwarmes, sondern ein ozeanisches Klima annehmen müssen".

Aus der Zusammensetzung der Dürntner Schieferkohle hatte bereits BRÜCKNER auf eine gegenüber der heutigen um etwa 300 m tiefere interglaziale Schneegrenze geschlossen (Lit. 1 p. 582).

Literatur:

1. A. PENCK und ED. BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1901—1909.

2. ED. RICHTER, Geomorpholog. Untersuchungen in den Hochalpen. Petermanns Mitt. Ergänzh. 132. Gotha 1900.

3. J. FRÜH, Über Form und Grösse der glazialen Erosion. Verh. Schweiz. Nat. Ges. St. Gallen 1906.

4. F. NUSSBAUM, Über die Schotter im Seeland. Mitt. Nat. Ges. Bern 1907.

5. O. FREY, Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss. N. Denkschr. allg. schw. Ges. f. ges. Naturw. Bd. 41, 1907.

6. H. BODENBURG-HELLMUND, Die Drumlin-Landschaft zwischen Pfäffiker- und Greifensee. Diss. Zürich 1909.

7. BROCKMANN-JEROSCH, Die fossilen Pflanzenreste des glazialen Deltas bei Kaltbrunn, Jahrb. Naturw. Ges. St. Gallen 1909.

8. J. FRÜH, Die beiden Deckenschotter auf d. westl. Seerücken zwischen Untersee und Thurtal. Mitt. Thurg. Nat. Ges. 1910.

9. C. FALKNER, Die südlichen Rheingletscherzungen von St. Gallen bis Aadorf. Jahrb. Naturw. Ges. St. Gallen 1909.

10. F. NUSSBAUM, Die Täler der Schweizeralpen. Wiss. Mitt. Schweiz. Alpin. Museum 1910.

11. ROMAN FREI, Monographie des Schweiz. Deckenschotters. Beitr. zur Geolog. Karte d. Schweiz, 1912.

12. J. HUG, Die letzte Eiszeit der Umgebung von Zürich. Viertelj. d. Nat. Ges. Zürich 1917.

13. F. NUSSBAUM, Über den Nachweis von jüngerem Deckenschotter im Mittelland v. Bern. Eclogae geol. Helv., XVI, 1920.

14. F. NUSSBAUM, Über das Vorkommen von Drumlin in den Moränengebieten des dil. Rhone- und Aaregletschers. Ebenda.

15. F. NUSSBAUM, Das Moränengebiet des dil. Aaregletschers etc. Mitt. Nat. Ges. Bern 1921.

16. H. LAUTENSACH, Die Übertiefung des Tessingebietes. Geogr. Abhand. Neue Folge, Heft 1. Leipzig 1912 (p. 155).

8. — JOS. KOPP (Ebikon): **Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg** (mit 2 Figuren).

Die vorliegenden Untersuchungen befassen sich mit der Stratigraphie und Tektonik der Bündnerschiefermassen vor der Stirn der altkristallinen Aduladecklappen im Gebiete zwischen Lugnez und Domleschg.

Nach den Arbeiten von JENNY, KOPP (Lit. 3) und ROOTHAAN (Lit. 4) unterscheiden wir in der Aduladecke folgende Teildecken: 1. Die Falten der untern und mittleren Adula; sie bilden die Hauptmasse der Decke, sind jedoch nicht einzeln benannt worden. 2. Der Zervreilerlappen. 3. Der Fanellalappen. 4. Die Valserschuppen. 5. Der Aullappen. 6. Der Tomüllappen[1]).

Diese Einteilung ist neuerdings von R. STAUB in seinem grossangelegten Werk über den „Bau der Alpen" (Lit. 5) angefochten worden. Es würde zu weit führen, hier alle seine Einwände zu entkräften. Ich möchte nur soviel bemerken, dass ich an der in der „Geologie der Adula" (Lit. 3) niedergelegten Einteilung festhalte. Das gleiche ist zu sagen von den Resultaten meiner Aufnahmen in der Wurzelzone der Aduladecke; auch diese sind durch die neuesten STAUB'schen Einwände in keiner Weise widerlegt worden.

Betrachten wir zuerst die Verhältnisse vor der Stirn der Aduladecke in der Region des Piz Terri. Wie aus der geologischen Karte der Adula und dem in diesem Teile von JENNY gezeichneten Profil II, „Längs dem Grenzgrat Tessin-Graubünden", ersichtlich ist, treffen wir von der Adulastirn bei der Vernocklücke (P. 2797) nach Norden ausschreitend auf folgende Gesteinszonen.

1. Graublaue Kalkschiefer, durch einen südlich P. 2924 durchstreichenden Triaszug zweigeteilt.
2. Triadischer Dolomit, Marmor und Quarzit nördlich P. 2924.
3. Gneisquarzit des Piz Alpettas.
4. Hellgrauer Marmor beim P. 2960.
5. Graublaue Terrischiefer.
6. Gneisquarzit.
7. Ter ischiefer.
8. Trias.
9. Gneisquarzit und Serizitschiefer.
10. Trias.
11. Graublaue kalkreiche Schiefer des Piz Güda.

Verfolgen wir nun diese Zonen nach Osten.

Zone 1, welche aus Gesteinen der Mulde zwischen Adula- und Sojadecke besteht, taucht westlich der Fuorcla de Puozas unter den Lappen der obern Adula.

Zone 2 und 3 streichen in die Val Stgiera hinunter. In ca. 2200 m Höhe östlich des genannten Tales verschwindet der Gneisquarzit unter gelbrot anwitternden mit Quarzit vergesellschafteten Marmoren, die offenbar mit Zone 2 zu verbinden sind.

---

[1]) ROOTHAAN hat weiter noch eine Safierdecke ausgeschieden. Da er jedoch weder deren untere, noch obere Grenze direkt nachgewiesen hat, lasse ich diese vorläufig beiseite.

Nördlich des Gneisquarzites des Piz Alpettas folgen in der rechtsseitigen Val Stgiera stark verfaltete Marmore und graphitführende quarzitische Schiefer. Die Verhältnisse in der Gegend zwischen Val Stgiera und Schwarzhorn sind sehr sehr kompli-

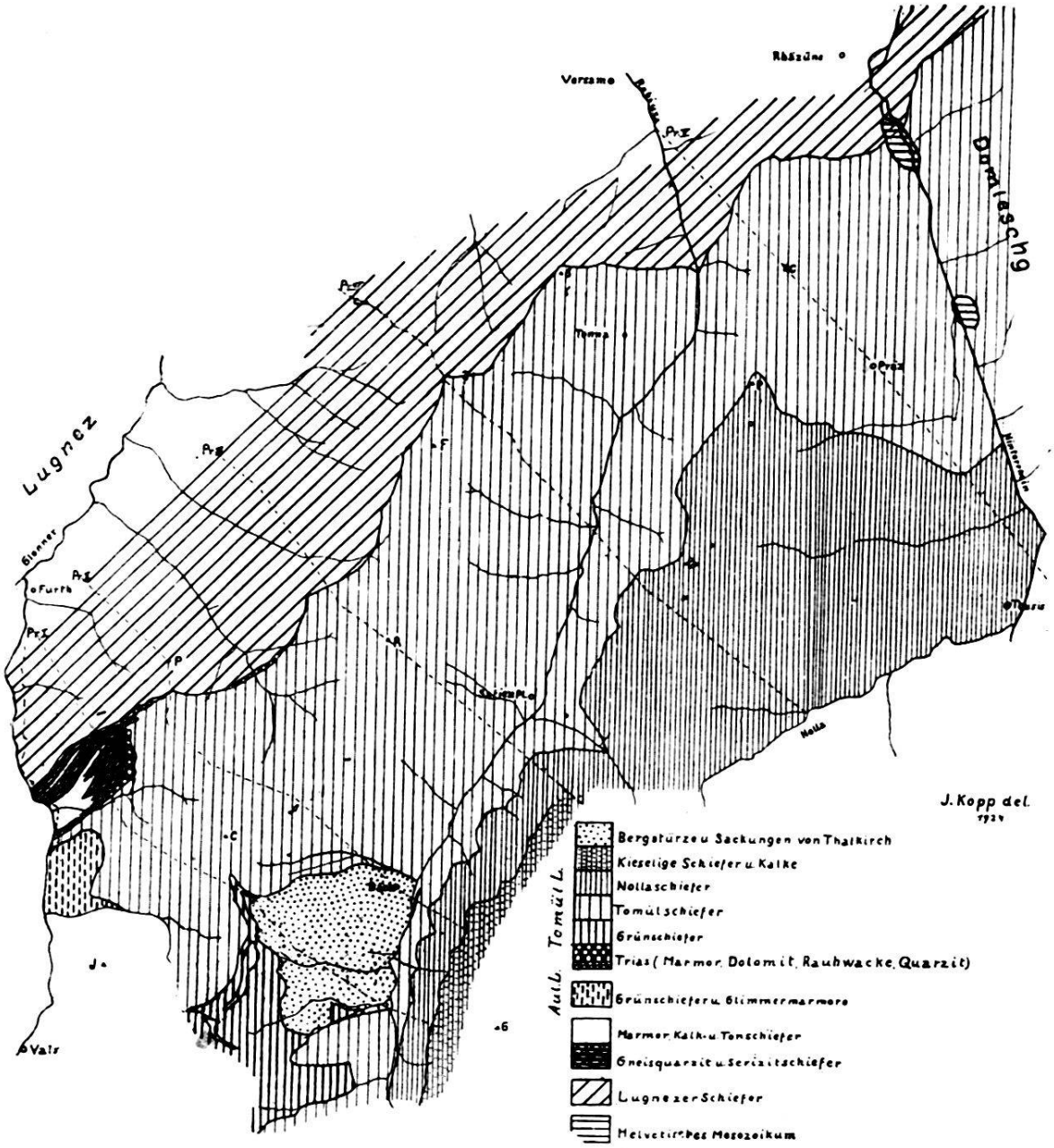


Fig. 1. Tektonische Karte des Bündnerschiefergebietes zwischen Lugnez und Domleschg. Masstab 1:200000.

ziert, denn hier stossen die Lappen der obern Adula (Aullappen und Valserschuppen) mit den von unten heraufgepressten Bündnerschiefern der Mulde zwischen Soja- und Aduladecke zusammen.

Zone 4 quert in 1900 m Höhe die Val Stgiera. Ungefähr an der gleichen Stelle, wo A. HEIM darin *Gryphäen* gefunden hat, habe ich darüber eine Bank von Dolomitbreccien entdeckt, welche ganz den von ROOTHAAN im Tomüllappen aufgefundenen Liasbreccien entsprechen. Die von verschiedenen Beobachtern angenommene Verbindung dieser Marmorzone mit der von Bucarischuna halte ich nicht für erwiesen. JENNY hat den Marmor beim P. 2960 in Karte und Profil als Trias ausgeschieden. Da jedoch bis jetzt darin weder Quarzit, Dolomit noch Rauhwacke gefunden worden sind, halte ich diesen Marmor mit HEIM und ROOTHAAN für liasisch. Die von JENNY vorgenommene Verbindung mit der Trias beim P. 2924 halte ich nicht für berechtigt; sie ist auch nicht direkt nachweisbar.

Die nächstfolgende Zone 5 der Terrischiefer wird gegen NO zusehends schmäler. Östlich Lunschania im Valsertal wird sie von den Schiefern des Tomüllappens überdeckt. JENNY hat die Vermutung geäussert, die Terrischiefer könnten von oben herab eingefaltet worden sein. Das scheint mir wenig wahrscheinlich, denn vom Aul- und Tomüllappen sind ähnliche Schiefer nicht bekannt. Die Art ihrer Lage spricht vielmehr für ihre Verbindung mit der Sojadecke, sind sie doch der Sojadeckenstirn direkt aufgesetzt.

Die Basis der Terrischiefer bildet ein Gneisquarzitzug, der sich über den Tgiern Vanescha, Piz Regina bis oberhalb Mont verfolgen lässt. Er wird in dieser Richtung immer schiefriger; nördlich Lunschania sind die Gneisquarzitbänke des Tgiern Vanescha grösstenteils in blättrigen Serizitschiefern vertreten. In den höhern Partien ist dieser Gneisquarzitzug weit mächtiger vertreten als in den Taleinschnitten. Während bei Lunschania an der Strasse tonige und kalkige Schiefer anstehen, trifft man oben bei Traversasch noch Gneisquarzit und Serizitschiefer. Südöstlich Montasg stehen beim Wasserfall des Valserrheins graue serizitische Schiefer an, die offenbar mit dem Gneisquarzit des Tieftales zu verbinden sind. In Textfigur 1 und 2 habe ich diesen Zug mit den Gneisquarziten des P. 2108 nördlich Traversasch verbunden. Leider kann aber dieser Zusammenhang im Terrain nicht direkt nachgewiesen werden wegen zu starker Moränenbedeckung. Falls meine Annahme richtig sein sollte, so würde sich ergeben, dass die Gneisquarzite das Hangende der Terrischiefer darstellen.

Durch eine schmale Lage von Terrischiefern und Trias getrennt folgt in der Lücke zwischen Piz Terri und Piz Güda ein zweiter Gneisquarzitzug. Diesen trifft man nordöstlich wieder beim Güdapass (P. 2751). Östlich davon trifft man sehr

komplizierte Verfaltungen zwischen Terrischiefer und Trias, auf die hier einzutreten zu weit führen würde. Von hier an findet man nordostwärts zwischen den beiden Gneisquarzitzügen keine Trias mehr. Am NW-Grat des Tgiern Vanescha ist dazwischen nur noch ein Tonschieferstreifen.

Die Basis des untern Gneisquarzitzuges bildet ein weiterer Triaszug, Zone 10, den ich über den Güdapass und die Einsattelung zwischen Muteun und Tgiern Vanescha bis in die Val Seranastga verfolgt habe. Dieser Zug besteht abwechselnd aus Marmoren, grünen Schiefern, Quarziten und Rauhwacken. Südlich Muteun ist diese Trias von dem untern Gneisquarzitzug

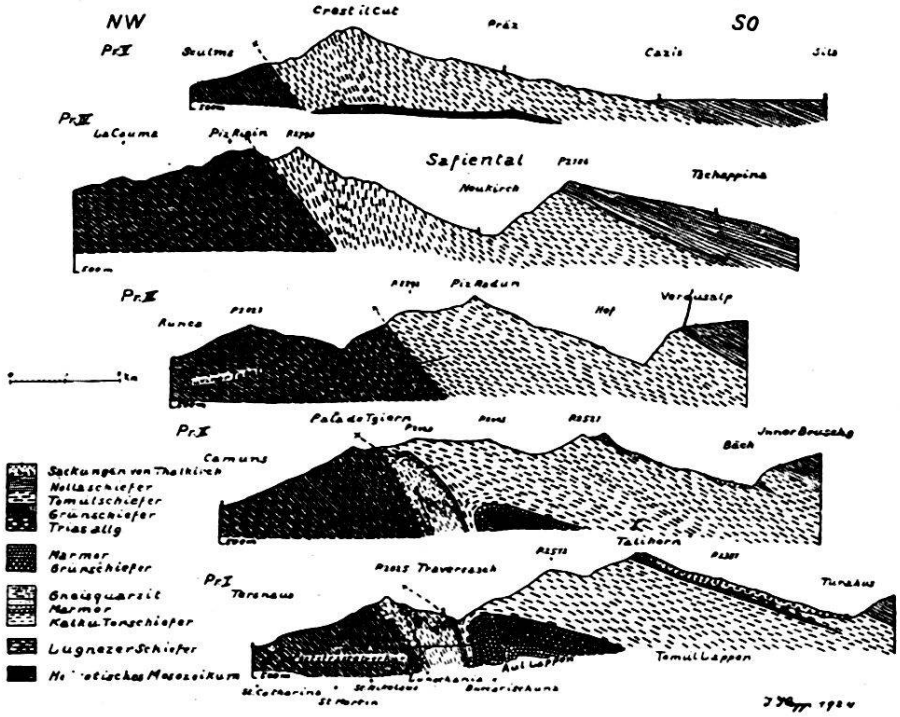


Fig. 2. Profile durch das Bündnerschiefergebiet zwischen Lugnez und Domleschg. Massstab 1:200 000.

durch einen Tonschieferstreifen getrennt. Weitere vereinzelte Gneisquarzitvorkommnisse trifft man gegenüber Vanescha.

Betreffend das Alter der Gneisquarzite bestehen verschiedene Ansichten. ROOTHAAN rechnet sie zu den jüngsten Bildungen der Bündnerschiefer. JENNY stellt sie, weil unter Trias liegend, zum Perm. Diese Ansicht scheint mir noch zu wenig begründet, denn die Gneisquarzite stehen ebensooft mit Bündnerschiefern in Kontakt wie mit Trias. Ich möchte hier noch keine endgültige Altersbestimmung vornehmen. Vorläufig bin ich geneigt, die Gneisquarzite eher zu den Bündnerschiefern zu stellen und sie zeitlich mit den Liasbreccien und Quarziten des Tomüllappens zu parallelisieren.

Das tiefste Glied in der Mulde zwischen Aduladecke und Gotthardmassiv bilden die Bündnerschiefer des P. Güda und P. Ner. Diese Zone lässt sich bis gegen Chur verfolgen. Ihre Gesteine fasse ich unter dem Namen Lugnezerschiefer zusammen. In der Gegend des Piz de Canal und am Muteungrat sind es graublaue Kalkschiefer mit welligen Schieferungsflächen. Weiter nordostwärts besteht diese Zone aus ausgezeichnet plattigen Kalkschiefern. Die Lugnezerschiefer streichen durch die mittlere Val Seranastga, das Valsertal bei St. Martin, das Duviner- und Pitaschertobel in die Gegend des Piz Riein. Im Safiental treffen wir sie wieder zwischen Arezen und Acla, im Domleschg zwischen Rhäzüns und Nundraus. Zwischen Ems und Chur stossen sie ans Rheintal und verschwinden durch Erosion. Der tiefere Teil der Lugnezerschiefer, welcher das Hangende des mehrfach geschuppten Triaszuges von Piz Summuot-Peiden darstellt, ist tonig ausgebildet. Ich habe darin wenig südlich P. 960 östlich Versam quartenschieferähnliche grünliche Schiefer und braunfleckige Serizitschiefer vorgefunden, welche der Fortsetzung eines der beiden Peidener Triashorizonte entsprechen dürfte.

Betrachten wir noch kurz die Verhältnisse im obersten Teil der Aduladecke, im Tomüllappen. Das Verdienst, die Bündnerschiefermassen der Aduladecke gegliedert zu haben, gebührt Roothaan. Seine Einteilung in Aul- und Tomüllappen hat sich durchaus bewährt. Die untere Grenze des Tomüllappens verläuft von Nufenen über Lückle, Teischerhorn, Jägerberg zur Alp Rischuna. Die obere Grenze zieht sich über Krache in die Westabstürze des Gelb- und Bruschghorns. Ihre genaue Festlegung dürfte die Arbeit von O. Wilhelm über die Splügener Kalkberge bringen. In der Misoxermulde ist der Tomüllappen noch nicht ausgeschieden; er dürfte jedoch der Vignonezone (X) von E. Heydweiller entsprechen. Nördlich der Alp Rischuna ist der unterste Teil des Tomüllappens unter die Stirn des Aullappens eingewickelt. Während in der Gegend von Rischuna die Kalkschiefer des Tomüllappens konkordant auf dem Buccarischunamarmor aufliegen, stellt sich nordöstlich Traversasch heller Marmor ein, der gegen Norden diskordant über die Gneisquarzite übergreift. Über dem Marmor sind im Tälchen östlich Traversasch Rauhwacke und grüne Triasschiefer aufgeschlossen. Die Überschiebung verläuft weiter durch den Grat oberhalb der Alp Calasa zum Grat zwischen Pala de Tgiern und Heugrat. Der Tomüllappen liegt hier flach auf den mit ca. 60° einfallenden Lugnezerschiefern. Die Überschiebungsgrenze zieht sich ostwärts nun plötzlich wieder steiler

werdend gegen Farduz hinunter. Im Krachen südwestlich P. 1668 sind triadischer Marmor, Quarzit, Rauhwacke und grüne Schiefer mit Dolomitlinsen aufgeschlossen. Die Grenze verläuft nun durch keine Trias mehr gekennzeichnet in die Gegend der Duviner Alp und zum Günerhornwestgrat. Während die Tomülschiefer im Hintergrund des Duviner- und Pitaschertobel konkordant den steilstehenden Lugnezerschiefer aufliegen, fallen sie am Grat zwischen Crap Grisch und Günerkreuz viel flacher ein. Weiter nördlich im Gebiet des Piz Fess ist gerade das Umgekehrte der Fall. Dort fallen die Tomülschiefer mit ca. 75° ein, währenddem die Lugnezerschiefer des Piz Riein mit ca. 50° einfallen. Im Safiertal habe ich die Überschiebungsgrenze beim Mittler Hof gegenüber dem Aclertobel festgestellt. Für das dazwischenliegende Stück kann ich keine genaue Grenze angeben, da zur Zeit meiner Aufnahme dieses Gebiet wegen der Seuche gesperrt war. Im Domleschg trifft man die Grenze bei Nundraus. Die Tomülschiefer liegen hier wie übrigens auch beim Mittler Hof, völlig konkordant auf den Lugnezerschiefern. Von Nundraus zieht sich die Grenze über Crestas zur Rheinebene zwischen Felsberg und Chur. Im mittleren Safiental beträgt die Mächtigkeit des Tomüllappens 4—5 km.

Die Gesteinsfolge des Tomüllappens ist ziemlich mannigfaltig. Im untern Teil hat Roothaan Breccien und Quarzite aufgefunden. Die Hauptmasse des Lappens besteht aus graublauen graphitreichen Kalkschiefern von gelb-brauner bis bräunlich-violetter Anwitterungsfarbe. In seinem Nordteil zwischen Chur und der Signinagruppe treten kieselige Marmore und Schiefer auf. Der Graphitgehalt tritt in diesen Gesteinen ganz zurück. Südlich des Crap Grisch finden sich im Tomüllappen Grünschiefer-Einlagerungen. Eine Grünschieferbank von 100—200 m Mächtigkeit ist im Gebiet des Piz Tomül und Thälihorn aufgeschlossen. Im obern Teil des Tomüllappens finden sich glänzende blau-schwarze Tonschiefer, die ich unter dem Namen Nollaschiefer zusammenfasse. Sie bilden das Gebiet des Heinzenberges. Auf der Ostseite des Domleschg werden sie diskordant vom Prättigauflysch der Stätzerhornkette überlagert. Auf der Feldiser Alp an der Motta habe ich noch wenig mächtige Nollaschiefer vorgefunden. Südlich der Spuntisköpfe scheint der Prättigauflysch direkt auf den sandigen Schiefern des Tomüllappens aufzuliegen. Im Gebiete der „Nollen" treten oberhalb der Nollaschiefer sandige Schiefer und Kalke auf. Die Gesteinsserie des Tomüllappens beginnt mit neritischen Sedimenten und führt über batyale Bildungen wieder zu neritischen Ablagerungen. Es prägt sich also hier ein

deutliches Auf- und Absteigen zur Liaszeit dar. ROOTHAAN hat gestützt auf die Faziesverteilung in den obern Adulalappen bei Vals ein Bild der Orogenesis der Aduladecke gegeben. Ich betrachte diesen Versuch als verfrüht. Bevor die Entwicklungsgeschichte der Aduladecke mit Sicherheit gegeben werden kann, muss das ganze Gebiet der obern Adula von der Wurzel bis zur Stirn nach einheitlichen Gesichtspunkten untersucht werden.

Zitierte Literatur:

1. A. HEIM, Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. XXV, 1891.
2. E. HEYDWEILLER, Geolog. u. morpholog. Untersuchungen in der Gegend des Bernhardinpasses. Eclogae XV, 1918.
3. H. JENNY, G. FRISCHKNECHT, J. KOPP, Geologie der Adula. Beitr. 51. Lief. 1923.
4. H. PH. ROOTHAAN, Tektonische Untersuchungen im Gebiete der nordöstlichen Adula. Vierteljahrschr. d. Nat. Ges. Zürich 63, 1918.
5. R. STAUB, Der Bau der Alpen. Beitr. 52. Lief. 1924.

9. — HANS THALMANN (Bern): **Beitrag zur Stratigraphie des Doggers am Dündenhorn (Kientaleralpen).**

Im Jahre 1908 erschienen A. TROESCH's „Beiträge zur Geologie der westlichen Kientaleralpen (Blümlisalpgruppe)", in denen zum ersten Male die Doggersedimente des Dündenhorngebietes einer näheren stratigraphischen Untersuchung und Einordnung unterzogen wurden. Im Sommer 1921 hatte ich Gelegenheit, zusammen mit Dr. H. ADRIAN, der die Neukartierung der Dündenhornkette im Massstabe 1 : 25 000 durchführte, den Dogger, speziell am Dündenhorn (2865 m), zu studieren. Meine stratigraphischen Untersuchungen wurden dann im Herbst desselben Jahres, sowie im Sommer 1924 weitergeführt.

A. TROESCH gliederte den Dogger seines Untersuchungsgebietes (vgl. Eclogae geol. Helv., X, 1908, pp. 118—121): folgendermassen:

a) Oberer Dogger (Callovien): Eisenoolithe mit stark wechselndem Oolithgehalt. Im frischen Bruch: schwarzer, etwas spätiger Kalk, hie und da rosenrot gefleckt. Die graubraune, unregelmässig gefleckte Oberfläche des dichten Kalkes zeigt einzelne winzige Oolithe, die sich stellenweise zu Nestern häufen. Die Oolithe sind durchgehends klein. Pyritkristalle sind häufig, die harten Kalke fossilreich. TROESCH sammelte folgende Arten auf:

Hecticoceras hecticum perlatum Qu.
Perisphinctes aff. convolutus evexus Qu.
Perisphinctes evolutus Neum.
Perisphinctes cfr. funatus Opp.
Reineckia spec.
Belemnites spec.

Posidonomya ornati Qu. spec.
Terebratula (Waldheimia) pala Buch
Terebratula cfr. globata Sow.

b) Mittlerer Dogger (Bathonien). Oberste Schichten oolithisch ausgebildet als Parkinsonioolith, im Handstück vom Callovienoolith kaum zu unterscheiden. Dieser untere Oolith ist meist ein dunkelgrauer Kalk, aussen infolge wechselndem Eisengehalt mehr oder weniger rötlich gefärbt. Unter dem Zahlershorn geschiefert.

Der Spatkalk hat hier den Charakter eines Leithorizontes verloren, weil er in verschiedenen Profilen fehlt. Er unterscheidet sich von der tiefer liegenden Echinodermenbreccie durch das feinere Korn und durch seine Ausbildung als graubrauner, harter, spätiger Kalk. Massenhaft finden sich Bruchstücke von Muschelschalen, während Belemniten seltener sind. Aus diesem Parkinsonioolith bestimmte TRÖSCH, meist von der Dündenhornsüdseite stammend, folgende Fossilien:

Perisphinctes cfr. arbustigerus d'Orb.
Stephanoceras zigzag d'Orb.
Parkinsonia cfr. Parkinsoni Sow.
Oppelia fusca Qu. (aus dem Schutt des Schafberges)
Perisphinctes Moorei Opp.
Belemnites spec. (canaliculat)
Cypricardia cfr. rostrata Sow. spec.
? *Isocardia cordata Buch*
Terebratula sphaeroidalis Sow.
Terebratula globata var. Fleischeri Opp.

c) Unterer Dogger (Bajocien inkl. Opalinusschiefer). Infolge Fehlens von Fossilien konnten die Opalinusschiefer von den hangenden Schichten nicht abgetrennt werden. Im allgemeinen konstatierte TROESCH jedoch einen unteren, mehr schieferigen und einen oberen, mehr kalkigen Teil in diesem mächtigen Komplex des unteren Doggers.

An der Basis des Doggers treten dünne, faule, schwarze Tonschiefer auf, schwarz oder rostrot angewittert, häufig mit eisenschüssigen Kalkkonkretionen in Form von Lagen, Wülsten und stengelartigen Gebilden (MOESCH's *Equisetum veronense*). Wo die Einlagerungen häufiger sind, erhalten die Schiefer ein knollig-knotiges Aussehen. Charakteristisch ist ein oft bedeutender Glimmergehalt. Die Schiefer werden nicht selten braun und quarzitisch, wobei der wachsende Quarzgehalt eine hellere Färbung des Gesteins bedingt. Oft treten förmliche Quarzite auf. Kleine unregelmässig geformte und gelagerte Wülste (QUENSTEDT's Zopfplatten) haben sie mit den schwarzen Tonschiefern gemein. Aus diesen Schichten liegen nur Belemniten und Trigonien vor.

Nesterweise oder in Schnüren angeordnet liegen in diesen rauhen Schiefern harte dunkle Echinodermenbreccien oder tonige Kalke mit bedeutendem Eisengehalt, die als auffallend rote Bänder mit den Schiefern kontrastieren. Entweder sind sie fossilleer (Zahlershorn) oder häufiger mit ganz kleinen Zweischalern vollgespickt. Am Schwarzgrätli fand sich ein Murchisonier.

Über den Schiefern folgen graue, oft bräunliche, mehr oder weniger spätige Kalke. Sie sind hart, braun angewittert und meist sehr sandig, stellenweise ganz quarzitisch. Schalenbruchstücke einer Trigonia fanden sich darin. Am Dündenhorn schieben sich bräunliche und schwarze Schiefer zwischen diese Schichten und die ganz ähnlich aussehenden ruppig-sandigen Kalke des Hangenden, die Kieselknauer enthalten.

Ganz lokal findet sich über dem Dündenband, nordöstlich des Bundstockes, ein brauner sandiger Kalk mit Dolomitbrocken, der dünnbankig ist und mit zunehmender Grösse der Dolomitbrocken zu einer Breccie wird. Fossilien des unteren Doggers:

Sphaeroceras Sauzei d'Orb.
Ludwigia Haugi Douv.
Terebratula cfr. Stephani Dav.

Unsere Beobachtungen, speziell auf der Südseite des Dündenhorns, haben zu den TROESCH'schen Befunden folgende Ergänzungen bezw. Neueinteilung der Doggersedimente ergeben:

1. Unterer Dogger (Aalénien):

a. Aalénienschiefer: An der Basis der Doggersedimente liegen dünnblätterige, schwarze faule, stark glimmerführende Schiefer, ca. 25—30 m mächtig. Sie enthalten oft eisenschüssige, kalkige Linsen und wittern feinblätterig, griffelig und gelblich an. Da organische Reste spärlich sind, (— es wurden neben Wülsten von *Equisetum veronense Moesch* nur einige zerbrochene Muschelfragmente aufgefunden —) lassen sich diese Tonschiefer nicht mit Bestimmtheit in die Zone des *Lioceras opalinum* einreihen.

Ohne scharfe Grenze gehen diese Aalénienschiefer nach oben über in die

b. Gruppe des Eisensandsteins. Die Mächtigkeit dieser m Dündenhorngebiet sehr verbreiteten und mächtigen, schutthaldenbildenden Gesteinsgruppe beträgt 280—300 m. Sie lässt sich petrographisch in drei Partien gliedern. Der untere Teil besteht aus einer mächtigen Folge von rostigen, knorrigen, rotbraun gefärbten, stark sandigen Schiefern. Sie wittern koksartig an und gehen nach oben allmählich in grausandige, kompaktere Bänke von schieferigem Eisensandstein über. Dieser Eisensandstein enthält sehr viel Glimmer, schwarze, tonigglänzende Häute auf den Schichtflächen und bis faustgrosse, eisenschüssige Konkretionen (Geoden). Nicht selten stellen sich in geringer Mächtigkeit und horizontal rasch auskeilend aussen rostrot anwitternde, innen dunkelgraue harte Bänke von Echinodermenbreccie ein, die lokal zahlreiche kleine Fragmente von Fossilien (Muschelschalen, Trigonien) führen. Sie bilden ungefähr die mittlere Partie der Eisensandsteingruppe.

Diese Einschaltung von roter, grobspätiger Echinodermenbreccie findet sich besonders ausgeprägt im Schilthorngebiet wieder und weiter östlich im Gebiet des Schwarzhorn-Wandelhorn in der Faulhorngruppe, wo ich im Sommer 1921 eine kleine *Ludwigia Murchisonae Sow.* fand.

Als oberste Partie folgt über diesem mittleren Teil der Eisensandsteingruppe ein Komplex von knorrig-schieferigen Eisensandstein-Bänken mit schwarzen Tonhäuten und zahlreichen, intensiv rot anwitternden Geoden. Diese Bänke wechsellagern oft mit nur wenige cm messenden, schwarzen, sandigen Glimmerschiefern. Gegen oben hin stellen sich immer mehr Quarzit-Lagen ein, die stets mächtiger werden und schliesslich die ganze Eisensandsteingruppe als helle, weisse, meterdicke Grenzquarzitbänke abschliessen. Fossilien konnte ich in diesen harten Quarziten keine nachweisen, wie dies z. B. H. STAUFFER in den Grenzquarziten des Schilthorngebietes möglich war. Aus Analogie mit anderen Doggergebieten lässt sich schliessen, dass die Eisensandsteingruppe die Zone des *Harpoceras* (*Ludwigia*) *Murchisonae Sow. spec.* umfasst, eventuell sogar noch bis in die Sowerbyizone des unteren Bajocien hinaufreicht.

2. Mittlerer Dogger (Bajocien):

a. Stellenweise finden sich ziemlich mächtige, graue, sandige Spatkalke von brauner Anwitterung, in denen sich hie und da Muschelbruchstücke finden lassen. Aus diesen Bänken stammen wohl die von TROESCH angegebenen Fossilien des „unteren Doggers". Unterhalb des Dündenhorngipfels, gegen den Lägigrat hin, sind diese Kalke jedoch nicht mehr vorhanden. Hier schalten sich ganz lokal über den Aalénieneisensandsteinen, mit scharfer, deutlicher Grenze

b. ca. 1,6 m mächtige, dunkelgraue, stark spätige und rauhsandige Schiefer ein, die auf ihrer Oberfläche prachtvolle, bis 30 cm grosse Abdrücke von *Cancellophycus scoparius Thioll.* aufweisen (Cancellophycusschiefer). Die Fazies der Cancellophycus-Schichten, wie sie z. B. in typischer Wechsellagerung von Schieferpartien mit Mergelbändern im benachbarten Schilthorngebiet vorkommt, konnte ich im Dündenhorngebiet nirgends nachweisen.

c. Unmittelbar über diesem Schieferhorizont folgen 4—6 m mächtige helle, innen bläuliche, aussen grau anwitternde Sandkalke, die stellenweise und besonders nach oben hin schwach spätig werden. Sie zeichnen sich aus durch das Vorhandensein von dunkelsandigen, kieseligen Schlieren, Lagen und Konkretionen von Silexwüsten und -knollen. Der lithologische Habitus des Gesteins erinnert sehr an die Bajociensandkalke, wie sie weiter im Westen, im Ueschinental ob Kandersteg, in einer allerdings grösseren Mächtigkeit (20—25 m) anstehen. Sie lagern dort direkt über dem Aalénieneisensandstein und werden im Hangenden überdeckt von typischen Argovien-Schiltschichten.

3. Oberer Dogger (Bathonien-Callovien):

a. Bathonienspatkalk und Bathonienoolith. Die eben erwähnten Sandkalke gehen nach oben allmählich und ohne deutliche Grenze durch Spätigerwerden über in einen dichten, harten, aussen hellgrau anwitternden, innen blaugrau-stahlfarbigen Spatkalk von ca. 1,2 m Mächtigkeit. In den obersten 20 cm stellen sich hie und da lagenweise winzige Oolithe ein. Aus dieser obersten Partie stammen offenbar die von Troesch aufgesammelten und zitierten Bathonien-Fossilien wie *Procerites zigzag*, *Parkinsonia Parkinsoni*, *Oppelia fusca* etc. Ich fand nur zwei *Terebrateln* (eine *Zeilleria digona Sow.* und eine unbestimmbare *Terebratel*, sowie Fragmente einer *Muschel* und von *Rhynchonellen)*.

b. Callovienoolith. Ohne scharfe Grenze geht der „Parkinsoni-Oolith" in einen kompakteren, sehr harten, pyrithaltigen und stark oolithischen Spatkalk über, in dem sich die Ooide zu Nestern häufen. Die Mächtigkeit beträgt 0,9—1,0 m. Aus diesem fossilführenden Oolith stammen die von Troesch angegebenen Callovienarten. Seine Faunenliste konnte ich durch keine Neufunde bereichern.

Nach dem Fauneninhalt zu schliessen, entspricht dieser Oolith auf der Südseite des Dündenhorngipfels dem von Arn. Heim aus der Churfirsten-Mattstockgruppe beschriebenen „Horizont von Milchbach" (Blegi-Oolith). Er repräsentiert somit das untere Callovien (Zone des *Macrocephalites macrocephalus*). Oberes Callovien ist nicht vorhanden.

In gleicher lithologischer Ausbildung findet sich, ausser an den von Troesch in seiner Arbeit zitierten Stellen, fossilführendes Callovien bei Tscheggern, am Eingange des Spiggengrund oberhalb Kienthal-Dorf, und zwar in einer Mächtigkeit von 5—6 m. Die dort gemachten faunistischen Aufsammlungen stehen zurzeit noch in Bearbeitung und werden später, zusammen mit Faunen anderer Callovienfundstellen, bekanntgegeben werden.

10. — Jacob M. Schneider (Altstätten, St. Gallen): **Das st. gallische Rheintal kein Glazialerosionstal.** (Mit 1 Figur).

Über Entstehung und Morphologie des Rheintals zwischen Sargans und Bodensee schreibt A. Penck[1]) u. a. folgende Sätze:

„Das Rheintal ist in geradezu musterhafter Weise übertieft. 11,5 km breit mündet es auf das Alpenvorland in Form eines riesigen trichterförmig erweiterten Talausganges. — An der Mündung des Illtales misst seine Breite immer noch 7,5 km; dann allerdings nimmt dieselbe mit einemmal

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909, p. 428ff.

rasch ab. Aber selbst unterhalb Sargans, wo das Seeztal zum Wallensee abgezweigt ist, ist seine ebene Sohlenfläche noch 1,5 km breit. — Südlich vom Appenzeller Sporn erstreckt sich am linken Gehänge die Nische von Altstätten im Bereiche weicher Flyschschichten. Dann springt der Sporn von Oberried vor; hier tauchen die Kalkfalten des Säntis im Rheintale unter ... Sporne bei Götzis, Feldkirch, Sevelen. Nischen von Rankweil, Werdenberg, Triesen. — Feste Gesteine, die Kalke der unteren Kreide und die Nagelfluh der Molasse Appenzells, treten spornförmig vor; die Nischen erstrecken sich im Flysch oder in den weichen Molasseschichten Vorarlbergs. Wir haben das Phänomen der Rippung, das wir bereits wiederholt in übertieften Tälern kennen gelernt haben, in grossartiger Entfaltung vor uns. — Dieser grossartige Trichter ist auf seiner ganzen Erstreckung übertieft. Er ist trogähnlich in seine Umgebung eingeschnitten, seine Gehänge erheben sich stellenweise, wie z. B. um Hohenems, wandförmig ... Gefällsbrüche und Stufenwindungen an den Flanken und Seitentälern in 700, 800, 1000 m Höhe. — Die Übertiefung des Rheintalsystems gehorcht denselben Regeln, die wir im Inngebiete feststellen konnten; sie steht in enger Abhängigkeit von der Grösse des Gletschers. Wo dieser bedeutende Zuflüsse erhält, wird das Tal breiter; es verengt sich dort, wo sich Zweige von ihm loslösen."

Gegen die in den zitierten Sätzen gegebene Auffassung erheben sich meiner Ansicht nach gewichtige Bedenken.

Kleinere und jüngere Wasserläufe können (und müssen zum Teil) gegenüber grösseren und älteren in der Austiefung zurückbleiben. Die Übertiefung beweist nicht bedingungslos Gletschererosion. Auch die Talverbreiterung nicht. Wo der Gletscher aus Seitentälern Zuwachs erhält, ist es ebensosehr mit dem erodierenden Wasser der Fall und gewiss schon in vordiluvialer Zeit. Wo PENCK von Untertauchen der Kalkfalten spricht, ist man zur Prüfung gedrängt: ist nicht dieses Untertauchen tektonischer Natur und die Eintiefung vor dem Gletscher dagewesen?

Die Tatsachen liegen so: die Säntiskalke der Hohenkastenfalte steigen in wenigstens 7 Stufen treppenförmig von der Höhe von 1797 m nach Ost ins Tal hinab bis unter das 430 m hohe fast horizontale Alluvium[1]). Jenseits des Rheines steigen sie in prächtigem Bogen wieder in die Höhe[2]). Die Gletschererosion hat damit gar nichts zu tun. Es ist ihrer gesetzmässigen Mechanik nicht einmal möglich, diese gegensätzlichen Formen im gleichen Material zu schaffen. Das Einbrechen und Einsinken der Kalkkette ist tektonisch, Kalktreppe und Kalkbogen sind tektonisch entstanden. Der Gletscher hat wohl Kanten etwas abgerundet, aber er hat im ganzen so wenig erodiert, dass einerseits die Treppe und anderseits der Bogen

[1]) E. BLUMER, in: Das Säntisgebirge. Von ALBERT HEIM. Beitr., N. F., XVI.

[2]) ARNOLD HEIM, in: Eclogae Geologicae Helveticae. Vol. XVII, p. 211.

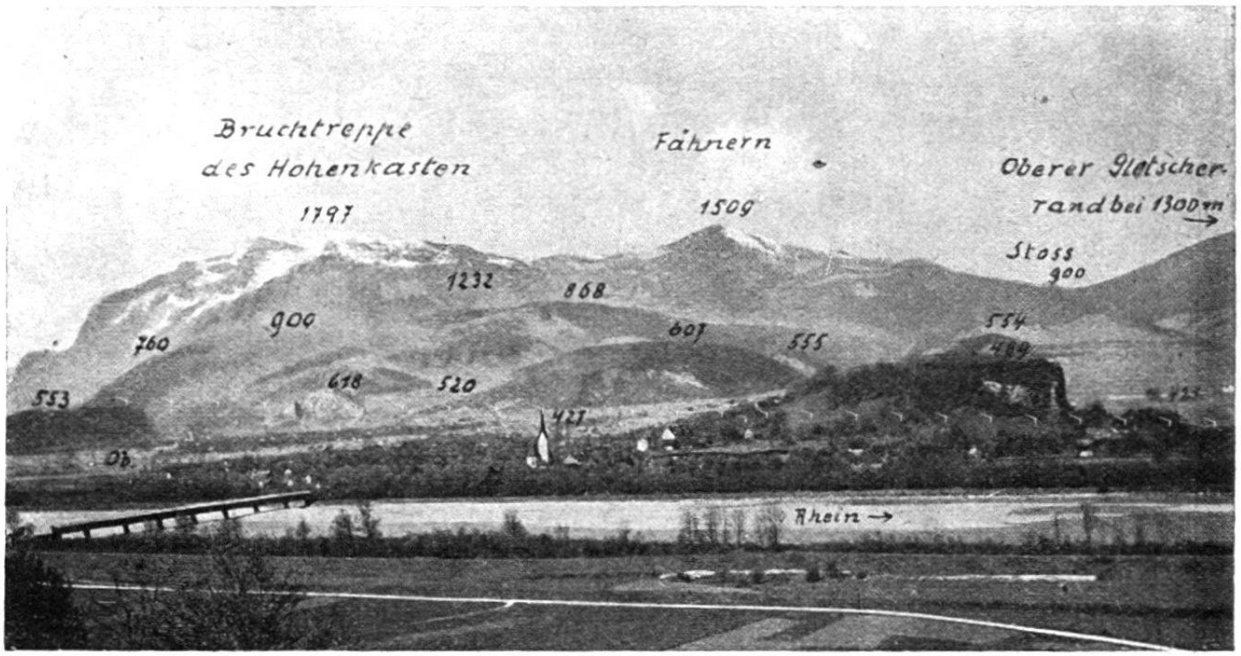
frisch erhalten blieb. Treppe und Bogen springen spornartig ins Tal hinein. Der Riesengletscher, schon einige Kilometer weit vereinigt mit dem Illgletscher, hat weder in der Höhe, noch in der Mitte, noch in der sichtbaren Tiefe eine oder mehrere Stufen von der tektonischen Bruchtreppe oder ein Stück vom Bogen weggesägt. Trotz des gewaltigen Gletscherzuwachses verengt sich das Rheintal tektonisch bei der Spornannäherung um etwa 40%. Es zeigt sich, dass die doppelte und mehrfache Talbreite oben und unten nicht vom Gletscher erarbeitet ist, sondern schon präglazial da war, wie die Sporne und die ganze tektonische Flankierung selbst von oben bis unten präglazial sind. Diese klassische Stelle — Oberried-Götzis — ist meiner Ansicht nach ein klarer Beweis dafür, dass die diluviale Gletschererosion vertikal wie lateral, und zwar von allen quartären Gletschervorstössen inklusive Bühlepisode zusammengerechnet, nur wenig Fels wegarbeitete. Die gesamte diluviale Gletscheroperation hat das Rheintal in keinem Teile wesentlich verändert, da es nicht einmal diese exponierten Sporne aus dem Weg schaffen oder wenigstens etwa halbieren konnte. Ganz konsequent steht deshalb unterhalb Sargans auch der Scholberg und oberhalb Sargans der Fläscherberg trotz der Summation aller quartären Gletscherarbeit als markanter Sporn an der Talflanke. Die vertikale Felswand bei Hohenems wie die kulissenartig hintereinanderstehenden Steilstürze der „Drei Schwestern" sind tektonische Bruchwände; ebenso eine Reihe anderer Kalkwände, die zufolge ihrer Richtung und der Form keine Erosionswände sein können.

Den Flyschvorsprung bei Nendeln liessen die Gletscher stehen. Die gegenüberliegende Flyschnische, werdenbergisch, schneiden die Wildbäche sichtlich immer mehr zurück. Die Nischen von Oberried und Rankweil liegen im Kalk. Die Nische von Altstätten ist von der Hohenkastentreppe und von harter, steilstehender Nagelfluh, also tektonischen Gebilden, begrenzt und liegt in tektonischem Einbruchgelände. Wir haben echt tektonische Rippung. Stundenweit sind die Rheintalgehänge steil. Auf noch weitere Strecken hin gegenüber sind sie von so sanftem Gefälle, dass sie mit Häusern übersät sind. Das Rheintal ist ein tektonischer Trichter ohne Trogform.

Die Flanke von Altstätten führt in 1000 m Höhe zum appenzellischen, welligen Hochplateau. Der Rheingletscher ist über dieses Hochplateau, das im Gäbris mit 1250 m kulminiert, soweit es in Betracht kommt, schleifend weggeglitten. Es ist glazial bearbeiteter präglazialer Hochboden oder, wenn man so sagen will, „präglazialer Talboden". Der Gletscher hat ihn

natürlich nicht weggesägt, nicht niedergeschliffen, so wenig er die unterste Stufe der Hohenkastentreppe weggesägt hat. Alle Verhältnisse sind als Ganzes präglazial.

Die aufgeführten Tatsachen erweisen offenbar die Richtigkeit von ALBERT HEIMS Einstehen für sehr geringes Mass der diluvialen Gletschererosion[1])



Das st. gallische Rheintal mit der Bruchtreppe des Hohenkasten (1797—489). Ob. = Oberried. M. = Montlingen. Oberer Gletscherrand rechts bei 1200 m (nicht 1300 m).

Die Endmoränen beweisen, dass die Gletscher nicht sehr lange stationär blieben und dass sie mit meistenteils grossen Schritten zurückwichen. Die Gletschervorstösse haben viel zu kurze Zeit gedauert, als dass die Erosionsbeträge hätten gross werden und die pliozänen Täler hätten wesentlich verändern können.

11. — E. BAUMBERGER (Basel): **Die subalpine Molasse von Luzern**[2]) (mit Tafel IV).

Die folgenden Seiten betreffen speziell das Gebiet der Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft vom 5. Oktober 1924. Eine ausführliche Darstellung des ganzen auf der geologischen Vierwaldstätterseekarte (Lit. 41) enthaltenen Molassegebietes wird als „Erläuterung" in den Publikationen der Schweizerischen geologischen Kommission erscheinen.

[1]) ALBERT HEIM, Geologie der Schweiz. Leipzig I, p. 201, 403 usw.

[2]) Mit Bewilligung der geologischen Kommission in den Eclogae abgedruckt.

I. Stratigraphischer Überblick.

Wie im zweiten Teil näher gezeigt werden soll, gliedert sich die subalpine Molasse bei Luzern nach ihrem tektonischen Verhalten in zwei Zonen. Ich bezeichne sie nach ihrer geographischen Lage zum Alpenrande als äussere und innere Molassezone. Es empfiehlt sich, die stratigraphischen Verhältnisse der beiden Zonen gesondert zu besprechen.

A. Die äussere Zone.

1. Oligozäne Molasse (Oberoligozän = granitische Molasse). Sie nimmt den südlichen Gebietsstreifen der äussern Zone ein und tritt bei Luzern in einer Breite von ca. 5 km an die Erdoberfläche. Sie bietet in der Hauptsache bunte Mergel im Wechsel mit meist weinrot getönten Mergelsandsteinen (sog. Faulberg der Anwohner). Als Einschaltungen enthalten sie auf viele Lager verteilte bunte Nagelfluh und mit der Nagelfluh genetisch in Verbindung stehende Arkosesandsteine (sog. granitischer Sandstein). Diese sind leicht kenntlich an den roten Körnern, die durch Zertrümmerung der roten Feldspate in den bunten Granitgeröllen entstanden und von fliessendem Wasser mit dem übrigen Detritus weitergetragen und wieder abgesetzt worden sind. STUDER hat diesen Sandstein als granitische Molasse bezeichnet; sie ist das Leitgestein der oberoligozänen Molasse; ich bezeichne daher das Verbreitungsgebiet dieses Sandsteins als „Gebiet der granitischen Molasse". Während der granitische Sandstein[1]) im ganzen Gebiet der oberoligozänen Molasse auftritt, ist die Verteilung der bunten Nagelfluh von Norden nach Süden eine ungleichmässige. In einem ca. 1 km breiten Gebietsstreifen, Kriens–Adligenswil, der der Südgrenze der miozänen Molasse entlang läuft, fehlen die Konglomeratlager fast vollständig, während im Süden dieses Streifens die bunte Nagelfluh in zahlreichen und bedeutenden Lagern auftritt, oft von granitischem Sandstein begleitet. Ein solches Lager von granitischem Sandstein wird seit 1905 im Langacker[2]) bei Horw als vorzüglicher Bausandstein, sog. Horwersandstein[3]) der Techniker (nicht zu verwechseln mit Horwerplatten und Horwerschichten der innern Zone, siehe unten) abgebaut.

Für die stratigraphischen Erwägungen KAUFMANNS war das Auftreten der bunten Nagelfluh entscheidend. Er hat den fast geröllfreien Streifen Kriens–Adligenswil unter der Bezeich-

---

[1]) Lit. 17, Mikroskopische Untersuchung, p. 25.
[2]) Lit. 17, Steinbruchprofil, p. 48.
[3]) Lit. 17, p. 133.

nung „Rote Molasse" scharf unterschieden von dem nagelfluhführenden Streifen im Süden — seinen Hohrhoneschichten — und für beide Streifen verschiedenes Alter angenommen. Jedoch sprechen schon die lithologischen Verhältnisse — beide sind durch granitischen Sandstein charakterisiert — dafür, dass sie stratigraphisch äquivalent sind. Es handelt sich um einen und denselben oberoligozänen Schuttfächer, dessen geröllarmer nördlicher Teil gegen Norden normalerweise die marinen burdigalen Sedimente unterteuft, dessen geröllreicher, weiter alpenwärts gelegene südliche Teil gegen Süden unter die unten zu besprechenden stampischen Horwerschichten der innern Zone taucht. Innerhalb des bei Luzern zutage tretenden Teils dieses Schuttfächers keilen die Geröllschichten gegen Norden hin aus und gehen in granitischen Sandstein mit schnurweise angeordneten oder ganz vereinzelten Geröllen über.

Die granitische Molasse ist als Oberoligozän in Anspruch zu nehmen; dies ist vor allem aus sichergestellt durch die von STEHLIN[1]) durchgeführte Revision der Säugetierfauna von Greit am Hohrhonen. Bestätigt wird diese Altersbestimmung durch die Molluskenfauna. SANDBERGER[2]) erwähnt von Greit

Tropidomphalus[3]) *Arnoldi (Thomae) = Helix lepidotricha A. Braun,*

Plebecula Ramondi Brongt., Cepaea rugulosa (Ziet.);

ich selbst habe

Tropidomphalus minor Fischer und Wenz

bei Küssnacht aufgefunden in Mergeln, welche, wie die von Greit, den Hohrhoneschichten KAUFMANNS angehören. Von den genannten Schnecken geht keine ins Burdigalien hinauf; die beiden *Tropidomphalus*-Arten sind auf das Oberoligozän beschränkt, indes *Plebecula Ramondi* und *Cepaea rugulosa* schon im Stampien einsetzen.

Die „Rote Molasse" ist schon von KAUFMANN[4]) ins Oberoligozän gestellt worden nach ihrer Position im Liegenden der burdigalen Meeresmolasse.

2. Miozäne Molasse. Die miozäne Molasse tritt im nördlichen Teil der äussern Zone zutage in einem Gebietsstreifen von ca. 2—2,5 km Breite und reicht nordwärts bis an die Alluvialböden der kleinen Emme und der Reuss. Sie ist schon von

---

[1]) Lit. 25.

[2]) Lit. 22, p. 469.

[3]) Benennung der in dieser Arbeit genannten Land- und Süsswasserschnecken nach Lit. 30.

[4]) Lit. 13, p. 564, und Lit. 14, p. 1 u. 2.

KAUFMANN eingehend studiert und stratigraphisch richtig gedeutet worden.

a) Das Burdigalien (Luzernerschichten KAUFMANNS), ca. 800 m mächtig, besteht in der Hauptsache aus gutgebankten, blaugrauen, glaukonitführenden marinen Sandsteinen[1]), gelegentlich mit Linsen und Schnüren bunter Nagelfluh. In zwei verschiedenen Niveaux sind autochthone Kohlenbändchen (bei der Hofkirche in Luzern und am Sonnenberg ob Littau), unterlagert von dünnschichtigem grauem Süsswasserkalk und bituminösen Mergeln mit unbestimmbaren Planorben, Limnaeen und Heliciden, ausgebeutet worden. Der im ganzen mergelarme Gesteinskomplex bildet einen orographisch scharf hervortretenden Bergrücken, dessen Abschnitte als Blatterberg, Sonnenberg, Homberg, Dietschenberg und Rooterberg bezeichnet werden.

Lithologisch sind die Luzernerschichten leicht von dem hangenden, ebenfalls marinen Helvétien zu trennen; schwieriger dagegen ist die paläontologische Abgrenzung: die Molluskenfaunen der beiden marinen Schichtgruppen und deren gegenseitige Beziehungen[2]) sind nur ungenügend bekannt. Die bisherigen Fossillisten[3]) sind sehr revisionsbedürftig. Die Luzernersandsteine kann man als die Schichtgruppe mit *Tapes helveticus* und *Cardium commune* bezeichnen. Diese Fossilien finden sich durch die ganze Mächtigkeit der Luzernerschichten hindurch, meist nesterweise angehäuft. Meine Aufsammlungen stammen hauptsächlich aus den Steinbrüchen von Renggloch, Lädeli, Wesemlin (beim Gletschergarten) und Dierikon.

b) Das Helvétien (= marines Vindobonien = Rotsee-St. Gallerschichten KAUFMANNS), ca. 600 m, setzt sich zusammen aus marinen Bildungen: blaugrauen Sandsteinen und meist ebenso gefärbten Mergeln mit einigen bedeutenden, im Gelände als Rippen hervortretenden Lagern bunter Nagelfluh. Diese Nagelfluh, wie auch die des Tortonien, ist — im Gegensatz zu den oligozänen Nagelfluhen der äussern und der innern Zone (vgl. p. 174) — eine *Deltanagelfluh*. Der Hundsrücken zwischen Ron und Reuss und die Zimmeregg zwischen der kleinen Emme und dem Tälchen von Rönimoos sind in der Hauptsache aus Sedimenten des Helvétien aufgebaut.

Die Mergel und Sandsteine des Helvétien enthalten stellenweise (z. B. Stierenweidtobel bei Blatten, Reussport, Kantons-

---

[1]) Lit. 17, Mikroskopische Untersuchung, p. 29.

[2]) Untersuchungen zur Abklärung dieser Fragen an Hand von neuem, streng nach Lokalitäten gesondertem Material, sind in Angriff genommen.

[3]) Lit. 14, 16.

spital, Maihof) eine artenreiche Molluskenfauna. Leider sind die Fossilien — mit Ausnahme der Ostreiden und Pectiniden — meist nur als Steinkerne erhalten. Die Nagelfluhen sind im allgemeinen fossilleer; gelegentlich, z. B. im Stierenweidtobel bei Blatten, findet sich darin die dickschalige *Ostrea giengensis Schloth.* Die ganze Schichtgruppe kann als diejenige der *Cardita Jouanneti Bast.* bezeichnet werden. Diese Art ist sehr verbreitet. Neuerdings wollen DIETRICH und KAUTZKY[1]) auf Grund von Vergleichungen der Faunen österreichischer Tertiärbecken mit den Faunen der schwäbischen und schweizerischen Meeresmolasse die Schichtgruppe mit *Cardita Jouanneti* (= Helvétien n. DEPÉRET) im Gegensatz zu den bisherigen Anschauungen der I. Mediterranstufe (Burdigalien) zuweisen. Die Prüfung dieser Frage setzt eine Neubearbeitung der Faunen unserer marinen Schichtkomplexe voraus. Anschliessend sei hervorgehoben, dass säugetierpaläontologisch eine Trennung von Burdigalien und Helvétien in der Schweizermolasse durchgeführt werden kann[2]). Allerdings fehlen bis jetzt Säugetierfunde aus dem Helvétien der subalpinen Molasse.

c) Das Tortonien (limnisches Vindobonien = Napfschichten KAUFMANNS) bietet vorherrschend tonige, oft bituminöse Mergel und weiche graue Sandsteine; nur ganz untergeordnet sind bunte Nagelfluh mit kleinen Geröllen und Süsswasserkalke eingeschaltet. Die Ausbildung ist im Gegensatz zu den beiden ältern miozänen Molassestufen limnisch. Die bituminösen Mergel unseres Gebietes lieferten bisher nur unbestimmbare *Heliciden.* Dagegen kennen wir aus einem obermiozänen Süsswasserkalk am Südfuss der Baarburg bei Zug (Horizont der Silvanaschichten) folgende Schnecken[3]):

Klikia giengensis giengensis (Klein) = Helix osculum var. giengensis, Sandbg. Leitfossil für Tortonien.

Trichia (Leucochroopsis) Kleini (v. Klein) = Zenobia carinulata (Klein).

**Oxychilus subnitens subnitens (Klein) = Hyalinia orbicularis, Sandbg.*

**Cyclostomus consobrinus, C. Mayer.*

---

[1]) Die Altersbeziehungen der schwäbischen und schweizerischen obern Meeresmolasse. Zentralblatt für Mineralogie usw., Jahrg. 1920, p. 243–253.

[2]) Lit. 26.

[3]) Mit Ausnahme von *Oxychilus* und *Gonyodiscus* von SANDBERGER (Lit. 22, p. 566) und Maillard (Lit. 15) aufgeführt. Neuerdings (1922 und 1924) hat Dr. J. J. HERZOG in Zug die Fossilfundstelle Baarburg ausgebeutet; unter seinen Funden konnte ich die in obiger Fossilliste mit * versehenen Arten feststellen.

**Clausilia (Triptychia) helvetica, C. Mayer.*
**Gonyodiscus euglyphoides euglyphoides (Sandbg.).*
Planorbis cornu Mantelli (Dunker).

B. Die innere Zone.

In der innern Zone lassen sich drei Schichtgruppen: a, b und c (in der Reihenfolge von unten nach oben) unterscheiden; sie entsprechen im wesentlichen dem Oligozän.

a) Die Horwerschichten (rauchgraue Schiefermergel KAUFMANNS = Grisigermergel), ein brackischer Mergelkomplex von gewaltiger Mächtigkeit, mit Einschaltungen von dünnplattigem Kalksandstein (Horwer*platten*)[1]), bilden die unterste Schichtgruppe der innern Zone.

b) Die Kalknagelfluh (d. h. *vorherrschend* Kalknagelfluh) mit zwischengelagerten bunten Mergeln und meist grobkörnigen Kalksandsteinen ist das normale Hangende der Horwerschichten und bildet die mittlere Schichtgruppe der inneren Zone.

Der Übergang von a zu b ist ein allmählicher; die rauchgrauen flyschähnlichen Schiefermergel sind auf die tiefsten Partien des Profils beschränkt (Grisigen) und wechseln mit Zügen von Horwerplatten; es treten schon hier die ersten dünnen Lager von Kalknagelfluh auf, deren Gerölle meist nur geringe Grösse aufweisen (Dickewald in der Birregg). Dann folgen in mächtiger Entwicklung vorherrschend bunte Mergel mit Einschaltungen von Sandsteinen, welche zum Teil noch den Charakter der Horwerplatten besitzen. Ob Greppen stellen sich in dieser Abteilung bis weit an die Berghalde hinauf Bänke von Kalknagelfluh ein, die in weiten Abständen aufeinanderfolgen. Nun erst gelangt die Schichtgruppe b zur Geltung. Aus einer typischen Mergelfazies in den untern Teilen des Profils entwickelt sich allmählich durch Aufnahme von Geröllbänken eine ausgesprochene Nagelfluhfazies (Kalknagelfluh der Kännelegg in den Pilatus-Vorbergen). Die Schichtserien a und b bilden daher zusammen eine stratigraphische Einheit.

c) Die polygene Nagelfluh (Riginagelfluh), vor dem Pilatus bis zum Schwarzflühli aus tektonischen Ursachen fehlend, ist am Rigi ausserordentlich mächtig und geht auf Rigi-Scheidegg seitlich in grobe Kalknagelfluh über.

---

[1]) Nicht Horwer*sandstein* der Techniker; dieser ist oberoligozän und gehört der äussern Zone an.

In der innern Zone treten die ältesten Gesteine der subalpinen Molasse zutage. Die Horwerschichten haben sich entgegen frühern Anschauungen[1]) als mitteloligozän (Stampien) erwiesen. Sie enthalten eine typische Brackwasserfauna, in welcher *Cyrenen* (z. B. *Cyrena semistriata Desh.*) und kleine *Cardien* am häufigsten auftreten[2]).

Die engen lithologischen Beziehungen zwischen Horwerschichten (a) und hangender Kalknagelfluh (b) machen es zum vornherein wahrscheinlich, dass die gesamte Gesteinsserie dem Stampien entspricht. Leider sind bis jetzt Fossilien aus der Kalknagelfluh bei Luzern nicht bekannt. Dagegen hat die Kohlengrube von Rufi (Gemeinde Schännis), in der Kalknagelfluh der aufgeschobenen subalpinen Molasse der Ostschweiz, stampische Säugetierreste geliefert[3]).

Der untere Teil der bunten Riginagelfluh ist oberoligozän. Aus der ihr entsprechenden bunten Nagelfluh der Gäbriszone in der Ostschweiz (vom Donnersbach bei Altstätten) nennt SANDBERGER[4]) folgende Schnecken, „für deren Bestimmung er einstehen kann“:

Tropidomphalus Arnoldi (*Thomae*) = *Helix lepidotricha, A. Braun.*

Cepaea alloiodes (*Thomae*) = *Helix deflexa, A. Braun.*

Cepaea rugulosa (*Ziet*).

Trichia (*Leucochroopsis*) *leptoloma* (*A. Braun*) = *Helix leptoloma, A. Braun.*

Diese Assoziation ist bezeichnend für den untern Teil des Oberoligozäns (Unteraquitan = Chattien). Mit dieser Horizontierung der tiefern Riginagelfluh steht im Einklang das Vorkommen von *Cepaea rugulosa* in den Mergeln des Goldauerbergsturzes. Für die Altersbestimmung des obern grössern Teils der Riginagelfluh fehlen paläontologische Anhaltspunkte.

II. Die Lagerungsverhältnisse.

Die subalpine Molasse ist der durch alpine tektonische Vorgänge dislozierte Molassestreifen am Alpenrand. Er reicht bei Luzern bis an die Reuss und an die Kleine Emme. Nordwärts folgt die fast horizontal gelagerte Molasse, die als Ganzes genommen infolge ihrer Mächtigkeit und ihrer Gesteinsbeschaffenheit dem Aufstau als mächtiges Widerlager entgegengewirkt.

---

[1]) Lit. 19, 20.
[2]) Lit. 3.
[3]) Lit. 27.
[4]) Lit. 22, p. 469.

Äussere und innere Zone der subalpinen Molasse stellen tektonische Einheiten dar; der Gebirgsbau in beiden ist ein durchaus verschiedener.

A. Die äussere Zone

ist die Zone der gefalteten Molasse. Sie setzt sich, in der Reihenfolge von NW nach SE, aus folgenden Antiklinalen zusammen: I Würzenbachantiklinale, II Birreggantiklinale, III Krämersteinantiklinale.

Die Antiklinale I grenzt an die ungefaltete Molassetafel des eigentlichen Mittellandes. Sie ist besonders steil emporgerichtet, stellenweise sogar überkippt (z. B. am Blatterberg, Prof. IV).

Abgesehen vom Nordschenkel der Antiklinale I zeigt sich in der äussern Zone nur oberoligozäne (granitische) Molasse; eingefaltete jüngere oder ältere Molassestufen finden sich nicht. Dies ist nur unter der Voraussetzung verständlich, dass die oberoligozäne Gesteinsserie von der Unterlage abgeschürft, zusammengestaut und emporgepresst worden ist (Prof. IV) und zwar erst, nachdem der miozäne Sedimentmantel über der granitischen Molasse durch Erosion abgetragen war.

B. Die innere Zone

ist eine Überschiebungszone. Die Gesamtheit der sie zusammensetzenden Schichten ist als tektonische Einheit auf die oberoligozäne granitische Molasse aufgeschoben. Es handelt sich um einen starren ungefalteten Nagelfluhkomplex und eine aus plastischem Gesteine (Horwerschichten) bestehende Unterlage. Diese Unterlage bildet das Gleitmittel, auf welchem die Bewegung der Nagelfluhdecke sich vollzogen hat unter dem Druck der vordringenden alpinen Randketten. Die Bewegung der stampischen Überschiebungsmasse und der Zusammenstau der granitischen Molasse gehören ein und derselben Dislokationsphase an.

KAUFMANN[1]) hat schon 1860 darauf hingewiesen, dass die Tektonik der Molasse am Alpenrande in hohem Masse beeinflusst worden sei durch den lithologischen Charakter der Gesteinskomplexe. Als unbiegsame, starre Massen sind nach seiner Auffassung der gewaltige Rigiklotz und der mächtige Nagelfluhkomplex der Blume am Thunersee nordwärts geschoben worden. In seinen Profilen ist allerdings diese Erkenntnis

[1]) Lit. 10, p. 130—132.

nicht ausgewertet worden. Erst 1908 hat ROTHPLETZ[1]) das Problem der Molasseüberschiebung wieder aufgegriffen. Nach seiner Auffassung, die aber nicht näher begründet wird, ist dem ganzen Alpenrande entlang die ältere Molasse im Süden über die jüngere Molasse im Norden aufgeschoben. Profildarstellungen fehlen; dagegen zeichnet ROTHPLETZ die Überschiebungslinie in seiner tektonischen Übersichtskarte der Schweizer Kalkalpen ein (Reliefkarte von C. PERRON, 1 : 515,000). Soweit der kleine Massstab der Karte zu urteilen gestattet, lässt ROTHPLETZ bei Luzern die Überschiebungslinie am Südrand der granitischen Molasse verlaufen. Das würde mit den Resultaten unserer Aufnahmen übereinstimmen.

Die bisherige Auffassung über die Tektonik des Molassegebietes südlich der Miozängrenze weicht von den Ergebnissen unserer neuen Untersuchungen wesentlich ab. KAUFMANN hat die 2 grossen Mergelkomplexe des Gebietes: „Rote Molasse" nördlich der schon durch MOUSSON[2]) nachgewiesenen Synklinale und „Horwerschichten" südlich derselben, als Antiklinalkerne aufgefasst und beiden gleiches Alter zugeschrieben (vgl. die Profile KAUFMANNS 1886 und 1887 auf unserer Tafel IV). Er unterscheidet daher in der subalpinen Molasse eine südliche und eine nördliche Antiklinale (Prof. 1886). Diese südliche Antiklinale[3]) existiert aber nicht; die Horwerschichten stellen nicht den Kern einer Antiklinale dar, sondern bilden die Basis der aufgeschobenen innern Molassezone und besitzen stampisches, nicht oberoligozänes Alter.

Nach KAUFMANN (Prof. 1886, 1887, Tafel IV) wäre die „Rote Molasse" der Kern der Antiklinale I (Würzenbachantiklinale); der dazu gehörende nördliche Gewölbeschenkel würde gebildet durch die miozäne Molasse, der südliche dagegen durch die faziell so verschiedene granitische Molasse zwischen Würzenbach und Synklinallinie. Wie wir oben (p. 167) gezeigt haben, ist aber diese Molasse oberoligozän gleich wie die „Rote

---

[1]) Lit. 21.

[2]) Lit. 10, p. 4.

[3]) Wir treffen sie bis in die jüngste Zeit in allen Profilen des Alpenrandes. Man vergl. Lit. 23, 24. Ferner Geogr. Lexikon d. Schweiz 1902 bis 1910, I., p. 703; III., p. 222; IV., p. 190; VI., p. 846 u. 864. C. SCHMIDT: Bild und Bau der Schweizeralpen. Beil. z. Jahrb. S. A. C., Jahrg. 42, 1906/07, p. 16, 64. C. SCHMIDT, A. BUXTORF und H. PREISWERK: Führer zu den Exkursionen der deutschen geol. Ges. im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen, 1907, p. 30, 38. Im Gegensatz hiezu die Profile von ALB. HEIM, Lit. 9.

Molasse". Das grosse Gewölbe[1]) des Birreggwaldes (II) und das kleine Gewölbe von Krämerstein (III) sind erst durch die neuen Untersuchungen nachgewiesen worden.

Auf der geologischen Vierwaldstätterseekarte vom Jahr 1915 (Lit. 41) und den dazu gehörenden Profilen sind die Horwerschichten und die hangende Kalknagelfluh mit dem Luzernersandstein in Verbindung gebracht und als Burdigalien koloriert worden noch nach den damals geltenden Anschauungen über das Alter der Horwerschichten[2]). Im Jahr 1920[3]) konnte ich dann den Nachweis für deren stampisches Alter erbringen. Karte und Profile sind dementsprechend zu korrigieren.

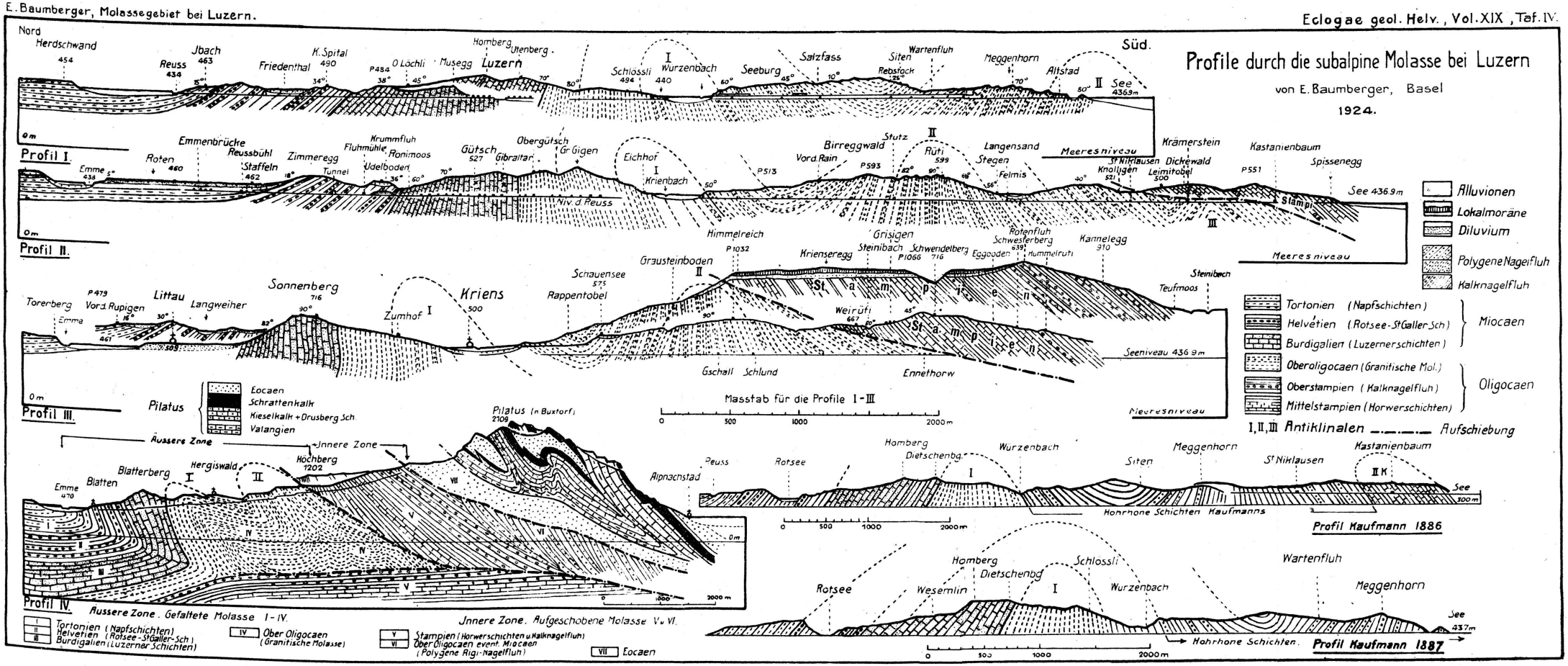
Die Beziehungen der bunten Riginagelfluh zur oberoligozänen und miozänen bunten Nagelfluh der äussern Zone sind mangels paläontologischer Belege noch nicht genügend aufgeklärt. Der untere Teil der bunten Riginagelfluh ist, wie schon oben angedeutet, oberoligozän, wie die granitische Molasse. Ob die gesamte bunte Riginagelfluh oligozänes Alter besitzt, wie die Nagelfluh der innern Zone des Napfgebietes oder ob ihre höhern Teile zum Miozän gehören, ist nicht ausgemacht. Auf alle Fälle stellt sie den zentralen Teil eines grossen fluviatilen Schuttfächers (nicht Delta!) dar, dessen Unterschiede in Mächtigkeit und Fazies gegenüber den heute örtlich nahen bunten Nagelfluhen der äussern Zone nur verständlich werden bei Annahme einer weit ausholenden Überschiebung der Riginagelfluh; die alpinen Decken haben wohl an ihrer Basis die innere Molassezone als ungefaltete, starre Überschiebungsdecke aus ursprünglich weit südlicher gelegenem Ablagerungsgebiet an den heutigen Alpenrand mitgeschürft. Unter der Last dieser Überschiebungsdecke ist die granitische Molasse in Falten zusammengestaut worden (Prof. IV). Diesen Vorgängen verdankt die subalpine Molasse ihr tektonisches Gepräge, nicht nur bei Luzern, sondern am ganzen Alpenrande. Die zwei tektonischen Zonen unseres speziellen Untersuchungsgebietes am Vierwaldstättersee finden wir einerseits auch im Entlebuch im Westen und andrerseits bis an den Rhein im Osten. Überall trennt die granitische Molasse zwei nach Gebirgsbau, Alter und Gesteinsfazies vollständig verschiedene Gebiete der subalpinen Landschaft. Für

---

[1]) Diese Antiklinale wurde schon von Mousson (Lit. 18, p. 88) erkannt. Kaufmann aber fasste nach 1860 (Lit. 10, p. 107 u. 108) die südlicher gelegenen Horwer-Schiefermergel als Kern seiner südlichen Antiklinale auf.

[2]) Lit. 19, 20.

[3]) Lit. 3.


Profile durch die subalpine Molasse bei Luzern
von E. Baumberger, Basel
1924.
Nord
Süd.
Profil I.
Profil II.
Profil III.
Profil IV.
Meeresniveau
Seeniveau 436.9 m
Alluvionen
Lokalmoräne
Diluvium
Polygene Nagelfluh
Kalknagelfluh
Tortonien (Napfschichten)
Helvétien (Rotsee-St Galler Sch.)
Burdigalien (Luzerner Schichten)
Miocaen
Oberoligocaen (Granitische Mol.)
Oberstampien (Kalknagelfluh)
Mittelstampien (Horwerschichten)
Oligocaen
I, II, III Antiklinalen
Aufschiebung
Masstab für die Profile I-III
Pilatus
Eocaen
Schrattenkalk
Kieselkalk + Drusberg Sch.
Valangien
Äussere Zone
Innere Zone
Äussere Zone. Gefaltete Molasse I-IV.
Innere Zone. Aufgeschobene Molasse V u. VI.
Tortonien (Napfschichten)
Helvetien (Rotsee-St Galler-Sch.)
Burdigalien (Luzerner Schichten)
Ober Oligocaen (Granitische Molasse)
Stampien (Horwerschichten u. Kalknagelfluh)
Ober Oligocaen event. Miocaen (Polygene Rigi-Nagelfluh)
Eocaen
Hohrhone Schichten Kaufmanns
Profil Kaufmann 1886
Hohrhone Schichten
Profil Kaufmann 1887

das ganze Gebiet gilt: die Molasse zunächst dem Alpenrande (innere Zone) ist nicht gefaltet, sondern ein Überschiebungspaket, vielerorts sogar mit ausgesprochener Schuppenstruktur (Entlebuch, Ostschweiz).

An vielen Stellen längs des Alpenrandes zeigt die unter den subalpinen Flysch tauchende Molasseoberfläche der innern Zone das Gepräge einer holperigen, erodierten Landoberfläche[1]). Dies ist auch vor dem Pilatus der Fall. So besitzt die grobe Kalknagelfluh des Känneleggzuges im sogenannten „Hölloch" eine ausgedehnte, mit Flysch ausgepolsterte Nische. Die Erörterung dieses Problems führt auf eine Zerlegung der tektonischen Vorgänge in verschiedene Phasen, auf deren Besprechung wir leider hier verzichten müssen.

Zum Schluss wollen wir nicht verfehlen, mit Dankbarkeit und Bewunderung nochmals auf die trotz einiger Irrtümer grundlegenden Untersuchungen KAUFMANNS hinzuweisen.

Literaturverzeichnis.

A. Texte.

1. BACHMANN, H.: Geologie von Luzern. Geographisches Lexikon der Schweiz. Bd. III. 1905. (p. 240, Profile.)

2. BAUMBERGER, E. und MENZEL, P.: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora aus dem Gebiet des Vierwaldstättersees. Mém. Soc. paléont. suisse. Vol. 40. 1913. (Stratigr. Teil, p. 3—20; ausführliches Literatur-Verzeichnis.)

3. BAUMBERGER, E.: Über das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten. Eclogae geol. Helv. Vol. XVI, 1920 und Verhandlg. d. schweiz. naturf. Ges., Neuenburg 1920.

4. BUXTORF, A.: Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen. Zeitschrift d. deutschen geol. Ges. Bd. 60. Jahrgang 1908.

5. BUXTORF, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks, 1 : 25000 (Spez.-Karte Nr. 27). 1910.

6. BUXTORF, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihochfluhkette, 1 : 25000 (Spez.-Karte No. 29). 1916.

7. HEER, OSW.: Flora tertiaria Helvetiae. Bd. III. 1859. (Lagerungsverhältnisse der Molasse bei Luzern, von A. Escher von der Linth, p. 211.)

8. HEIM, ARN.: Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. Zürich. Jahrgang 51. 1906.

9. HEIM, ALB.: Geologie der Schweiz. Leipzig 1916—1922. (Bd. I. p. 37—195. Profile Taf. VI, VII.)

10. KAUFMANN, F. J.: Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. Neue Denkschriften d. schweiz. naturf. Ges. Bd. XVII. Zürich 1860. (Mit geol. Kartenskizze und 2 Profiltafeln.)

11. KAUFMANN, F. J.: Geologische Beschreibung des Pilatus. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. Liefg. 5. 1867. (Mit geol. Karte des Pilatusgebietes 1866.)

12. KAUFMANN, F. J.: Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. Liefg. 11. 1872.

---

[1]) Lit. 4, 5, 6, 8.

13. KAUFMANN, F. J.: Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern—Grafenort. Mit Atlas. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. Liefg. 24. 1886.

14. KAUFMANN, F. J.: Geologische Skizze von Luzern und Umgebung. Beilage zum Jahresbericht über die Kantonsschule in Luzern f. d. Schuljahr 1886/87. (Mit geol. Karte der Umgebung von Luzern, 1 : 20000.)

15. MAILLARD, G. et LOCARD, A.: Monographie des Mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse. I. Part. 7 pl., II. Part. 5 pl. Mém. Soc. paléont. suisse. Vol. XVIII. 1891. Vol. XIX. 1892.

16. MAYER, K.: Systematisches Verzeichnis der Versteinerungen des Helvetian der Schweiz und Schwabens. 1872. Beilage zu Lit. 12. p. 475 bis 512.

17. NIGGLI, P., GRUBENMANN, U., JEANNET, A. und MOSER, R.. Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Beiträge z. Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie. Liefg. 5. 1915.

18. PFYFFER, K.: Der Kanton Luzern, in: Gemälde der Schweiz. Bd. I. 1858. (Geologie von F. J. Kaufmann. Profile p. 78.)

19. ROLLIER, L.: Sur la Molasse suisse et du Haut-Rhin. Verhandlg. d. schweiz. naturf. Ges. in Basel. 1910.

20. ROLLIER, L. Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au nord des Alpes en général et de la Molasse subalpine suisse en particulier. Nouv. Mém. Soc. helv. d. Sc. nat., vol. 46. 1911.

21. ROTHPLETZ, A.: Geologische Alpenforschungen. III. Teil. Die Nord- und Südüberschiebungen in den Freiburger-Alpen. München 1908.

22. SANDBERGER, F. Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt. 1870—1875.

23. SCHMIDT, C. : Über die Geologie der Umgebung von Küssnacht. Führer durch Küssnacht (p. 40—42, Rigiprofil). 1894.

24. SCHMIDT, C.: Geologische Exkursion durch die zentralen Schweizer-Alpen von Rothkreuz bis Lugano. Livret-Guide géol. dans le Jura et les Alpes de la Suisse. VIII. 1894 (Rigiprofil, Pl. VIII).

25. STEHLIN, H. G.: Über die Grenze zwischen Oligocaen und Miocaen in der Schweizermolasse. Eclogae geol. Helv. Bd. VII, No. 4. p. 360—365. (Säugetierfauna vom Hohrhonen, p. 363) 1902.

26. STEHLIN, H. G.: Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. Verhandlg. d. naturf. Ges. in Basel. Bd. XXV. 1914 (p. 179—202).

27. STEHLIN, H. G.: Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocaenen Molasse. Eclogae geol. Helv. Bd. XVI. No. 5. 1922, p. 575—581. (Rufi bei Schännis.)

28. STUDER, B.: Beiträge zu einer Monographie der Molasse. Bern 1825. (Luzern, p. 75, 154, 377.)

29. STUDER, B. : Geologie der Schweiz. Bd. II. 1853. (Luzern, p. 380, 426, 448. Profil Pilatus—Kl. Emme, p. 380.)

30. WENZ, W.: Gastropoda extramarina tertiaria. Bis jetzt erschienen Bd. I—VI. 1923. Partes 17, 18, 20, 21, 22, 23 in Fossilium Catalogus. I. Animalia. Editus a C. Diener. 1913—1923.

B. Topographische Karten.

31. Topographischer Atlas der Schweiz. Blätter 1 : 25000: Rothenburg 202, Emmen 203, Malters 204, Luzern 205, Pilatus 376, Stans 377.

32. Topographischer Atlas, Überdruckkarten 1 : 50000. No. 46. Vierwaldstättersee.

33. Exkursionskarte von Luzern und Umgebung. 1 : 25000. Herausgegeben vom offiziellen Verkehrsbureau Luzern. Druck d. geogr. Kunstanstalt Kümmerly & Frey, Bern.

34. Kriens, 1 : 10000. Aufgenommen für die Grundbuchvermessung Kriens 1914—1919, kartiert und herausgegeben vom Ingenieur- und Geometerbureau Alfred Farner, Luzern. Druck d. geogr. Anstalt Kümmerly & Frey, Bern.

C. Geologische Karten.

35. B. STUDER et A. ESCHER DE LA LINTH. Carte géologique de la Suisse 1 : 380000. 1re édition 1853, 2e édition 1867.

36. F. J. KAUFMANN: Geologische Karte des Pilatus 1 : 25000. 1866. Lit. 11.

37. F. J. KAUFMANN und C. MÖSCH: Blatt VIII der geologischen Karte der Schweiz, 1 : 100000. 1. Aufl. 1871, 2. Aufl. 1913.

38. F. J. KAUFMANN: Geologische Karte der Umgebung von Luzern, 1 : 20000. 1887. Lit. 14.

39. A. HEIM und C. SCHMIDT: Geologische Karte der Schweiz, 1 : 500000. 2. Aufl. 1911.

40. A. BUXTORF: Geologische Karte der Rigihochfluhkette, mit Beiträgen von E. Baumberger, G. Niethammer und P. Arbenz. 1 : 25000 (Spez.-Karte No. 29a). 1912. (Lit. 6.)

41. A. BUXTORF, A. TOBLER, G. NIETHAMMER, E. BAUMBERGER, P. ARBENZ und W. STAUB: a) Geologische Vierwaldstätterseekarte 1 : 50000 (Spez.-Karte No. 66a) 1915; b) Profile zur geologischen Vierwaldstätterseekarte, 1 : 50000 (Spez.-Karte No. 66b) 1915.

12. — H. PREISWERK (Basel): „Tessinergneis" (mit Tafel V).

Seitdem man angefangen hat, die Gneisregion der Tessineralpen eingehender geologisch und petrographisch zu untersuchen, sind mancherlei überraschende Tatsachen bekannt geworden, welche nötigen, alte Anschauungen über dieses Gebiet zu ändern.

Es handelt sich um die Entzifferung einer sehr verwickelten Gebirgsstruktur. Um zu guten Resultaten zu gelangen, ist es nötig, zu versuchen, die verschiedenen Forschungsresultate, die teilweise zu sich widersprechenden Schlussfolgerungen führten, in Einklang zu bringen. Diesem Zweck sollen die folgenden Ausführungen dienen. Vor allem ist erforderlich, einige historisch wichtige Punkte hervorzuheben, wobei ich mich vielfach auf eine Serie von tektonischen Skizzen stütze, die mein Mitarbeiter, Herr O. GRÜTTER, entworfen hat, um die Auffassungen verschiedener Autoren über die Region der Tessineralpen zur Darstellung zu bringen. Diese Skizzen sind der Versammlung der schweizerischen geologischen Gesellschaft in Luzern vorgelegt worden. Die hier beigegebene tektonische Skizze der Tafel V hat Herr GRÜTTER mit Benützung meiner neuesten, noch nicht veröffentlichten tektoni-

schen Darstellung der Region zwischen Tessin und Maggia nach der Literatur (No. 2, 7, 9, 18, 20 u. a.) zusammengestellt.

STUDER schildert (Lit. 21, p. 226) den Gneis der Tessineralpen in seinem petrographischen Gegensatz zu den übrigen alpinen Gesteinen. Die Erscheinung hängt damit zusammen, dass im Tessinerrevier Tiefenfazies der Metamorphose vorherrscht mit ihrem besondern Mineralbestand. Im Einklang damit steht auch die eigenartige Tiefentektonik dieser Region.

GERLACH macht einige Angaben über die Tektonik des westlichen Tessin, indem er vom Antigoriogneis ausgeht, dessen nach Nord überschobene Faltenstirne er entdeckt und bis ins Bavonatal verfolgt hatte. Über die entsprechende Südgrenze des Antigoriogneises äussert er sich (Lit. 5, p. 106): „Wie sich das Verhältnis hier nach der Südseite gestaltet, ist noch unbekannt." Trotzdem liess er sich verleiten, auf seiner Karte 1 : 200000 die nicht beobachtete Grenzlinie zwischen Antigoriogneis und den „höheren Gneisen" nördlich Cevio–Cerentino–Bosco einzutragen, derart, dass sie meist quer zum wirklichen Streichen der Schichten und der Formationsgrenzen verläuft und das Verständnis der Tessinertektonik nur verwirrt.

GERLACH macht auch auf ein Wiederauftauchen von „Antigoriogneis" bei Comologno im Onsernone aufmerksam (p. 106). STAUB (Lit. 20, p. 37) vermutet in dieser Gegend das Auftreten eines Deckenknies, das das symmetrische Gegenstück des durch ARGAND bekannten Knies am Selariolipass (zwischen Antrona- und Anzascatal) darstellt. Unsere Beobachtungen im Vergelettotal stimmen sehr wohl zu dieser Auffassung. Besonders das östliche Gegenstück des „Löffels von Bognanco" tritt in der Struktur der Gramalenamasse vorzüglich in Erscheinung. (Siehe Tafel V).

HEIM (Lit. 6) gab die erste Einteilung des östlichen Tessinermassivs an Hand der südwärts einschneidenden Mulden jüngerer Gesteine. Die einzelnen Massivteile wurden „Massivlappen" genannt und auf ihre Vereinigung im Süden zum Massivkern hingewiesen. HEIM macht auch auf die Ähnlichkeit zwischen dem östlichen Tessinermassiv und dem Simplonmassiv aufmerksam. Damit wurde der zu einer alpinen Medianlinie symmetrische Bau dieses Alpenzentrums aufgedeckt.

SCHMIDT gliederte die Gneise im Tessinermassiv petrographisch (Lit. 16). Er nennt: Zweiglimmergneise und Augengneise unten, Granat- und Staurolithgneise oben.

Heute könnte man zusammenfassend sagen, dass die Tessiner Massivlappen im allgemeinen im Kern aus granitischen Zweiglimmergneisen bestehen, in der Hülle aus Granat-Staurolith- und andern Paragneisen mit Linsen von Augengneisen.

Einige tektonische Ansichten SCHMIDTS müssen wir vom heutigen Standpunkt aus bekämpfen.

Die „Mulde" mesozoischer Sedimente auf dem Grenzkamm zwischen Antigoriotal und Campotal gibt SCHMIDT als Grenze zwischen Antigoriogneis und Tessinergneis an (Lit. 16, p. 137). Spätere Untersuchungen haben aber erkennen lassen (Lit. 12, p. 486 u. 487), dass die Granitgneismassen der rechten Talgehänge im Campotal in der Gegend von Cevio–Cerentino sich mit dem Granitgneis des Bavonatales vereinigen, der seinerseits mit dem Antigoriogneis eine zusammenhängende Masse bildet, ganz im Gegensatz zu der unrichtigen alten GERLACH'schen Grenzlinie, von der oben die Rede war, und die für SCHMIDT noch massgebend sein musste.

Die im Gange befindlichen Untersuchungen von Herrn GRÜTTER in der Umgebung von Bosco haben zwar weitere Komplikationen in der Region der rätselhaften Endigung des Lebendungneises und der ihn begleitenden mesozoischen Sedimente aufgedeckt, im Prinzip aber den geschilderten Zusammenhang von Campo–Bavona- und Antigoriogneis bestätigt.

STAUB (Lit. 20, p. 36) erklärt die Phänomene durch Annahme einer Vereinigung der unteren Simplondecken zu einer einzigen Wurzel. Dies stimmt mit unserer Auffassung überein, was die Vereinigung seiner Decke I und III betrifft, dagegen möchten wir der Decke II (Lebendungneis) ein davon abweichendes tektonisches Verhalten zusprechen (vgl. Lit. 12, p. 487 u. 488).

SCHMIDT gibt an (Lit. 16, p. 137), dass die Mulde mesozoischer Gesteine Campolungo–Fusio im Pecciatal und Bavonatal wieder erscheine. Die Detailaufnahmen haben aber gezeigt, dass die das Bavona- und Pecciatal (Ghaiba) durchschneidende Mulde den Maggialappen vom Antigoriogneis trennt, nicht den Maggialappen vom Tencialappen, wie die Mulde von Campolungo–Fusio es tut. Die zwei Mulden sind daher nicht miteinander zu vereinigen, vielmehr streichen sie, durch den Maggialappen voneinander geschieden, getrennt nach Süden.

Noch 1907 schreibt SCHMIDT (Lit. 17, p. 527): „Die nördlich Bosco in breitem Streifen ins Tessin eintretenden Antigoriogneise durchqueren als Tessinergneise das Tessintal und setzen gegen Osten fort bis in die Berge von Chiavenna." Diese Auffassung kann nicht mehr zu Recht bestehen. Das vorherr-

schende Nord–Südstreichen und östliche starke Einfallen der Gebirgsglieder im mittleren und oberen Maggiatale bewirken, dass der Antigoriogneis ungefähr auf der Maggialinie gegen Osten unter die Erdoberfläche taucht und vom Maggialappen bedeckt wird. Diese tektonisch wichtige Linie wird durch die Marmore von Someo markiert (Lit. 11, p. 171).

LUGEON (Lit. 10, p. 814) machte meines Wissens zuerst auf den „dôme des Alpes tessinoises" (ARGRND's „bombement transversal tessinois") aufmerksam, der im Tessintal so schön aufgeschlossen ist. Er vermutet, dass der Antigoriogneis nach unsichtbarem Verlauf im Mitteltessin wieder in diesem Dome auftauche, eine Ansicht, die auch heute noch grosse Wahrscheinlichkeit für sich hat.

Nachdem im Wallis und im Simplongebiet, im östlichen Tessin und in Graubünden die alpinen Gebirgsteile weitgehend in Decken eingeordnet und diese Decken über ausgedehnte Räume verfolgt worden waren, machte sich das Bedürfnis geltend, die Decken im Westen und Osten zu parallelisieren und womöglich ihren Zusammenhang durch die Tessinerregion zu verfolgen.

SCHARDT (Lit. 13 u. 14) hat zuerst 1907 den Mut gehabt, eine Deckenkarte der Tessineralpen zu entwerfen. Er sagt darüber (Lit. 15, p. 333): „J'ai déjà essayé d'établir un parallélisme sans pouvoir arriver à la certitude d'être dans le vrai sur tous les points." SCHARDT hat auf Grund der klassischen Aufschlüsse im Simplongebiet die Deckenfolge aufgestellt, die seitdem meist als Grundlage weiterer Parallelisierungsversuche gedient hat:

V Monte Rosagneis (oben)
IV Gr. St. Bernhardgneis
III Monte Leonegneis
II Lebendungneis
I Antigoriogneis
Crodogneis (unten).

Nach SCHARDT erscheinen die tiefsten Glieder, Crodo- und Antigoriogneis, nur im Ossola. Der Antigoriogneis taucht schon westlich von der Maggia ostwärts unter höhere Decken. Zwei Punkte in SCHARDTS Darstellung stimmen ganz besonders gut mit unserer heutigen Auffassung überein: 1. Die Vereinigung von Lebendungneis und Maggialappen. 2. Die Scheidung der Mulden („nappes synclinales") von Fusio und Ghaiba (Peccia) voneinander als zwei verschiedene Deckenscheider. Im Mitteltessin jedoch stehen die Deckengrenzen nach SCHARDT in

scharfem Widerspruch mit den seither festgestellten Strukturlinien.

In den Darstellungen von ARGRND (Lit. 2) kommt im Deckenverlauf das „bombement transversal" dadurch zum Ausdruck, dass der Antigoriogneis und der Crodogneis im Tessintal wieder auftauchen. Die ganze Deckenskala rückt dadurch im Osten in die Höhe: Der Adulagneis, der bei SCHARDT zur Monte Rosadecke gehört, wird bei ARGAND Äquivalent des Monte Leonegneis (Decke III). Der Simanogneis wird, wie bei SCHARDT, als besondere Decke aus der Adulamasse geschält aber dem Antigoriogneis parallelisiert. Der Tessinergneis im engern Sinn würde dem Crodogneis (Verampio) entsprechen.

Die Schwierigkeit, im Westflügel des Tessinerdoms ein Äquivalent des Simanogneis zu finden, das irgendwie mit dem Antigoriogneis zusammenhängen könnte, sowie die grosse petrographische Ähnlichkeit des Tessinergneis im engeren Sinne (Leventinergneis) mit dem Antigoriogneis, legt es nahe, zur alten Auffassung von LUGEON zurückzukehren und den Leventinergneis (Haupttessinergneis) als den wieder auftauchenden Antigoriogneis aufzufassen. Jedoch dürfte die Form der unterirdischen Verbindung durch die Querfaltung modifiziert sein, wie auf Tafel V dargestellt ist.

Im Jahre 1916 hat STAUB (Lit. 18) auf Grund seiner Studien in Graubünden die Arbeit der Deckengliederung in den östlichen Tessineralpen und der Parallelisierung mit dem Westen wieder aufgenommen, und zwar hat er den notwendigen und aussichtsreichen Versuch gemacht, von der Wurzelregion auszugehen. In der Art der Verbindung von West und Ost bestehen Differenzen zwischen STAUB und ARGAND, namentlich in der Auffassung der Zone von Bellinzona, indem ARGAND die Dent Blanchezone südlich, STAUB nördlich von Bellinzona legt.

Ein neues Element hat STAUB in die Darstellung der Tessinertektonik einbezogen, nämlich die Deckenantiklinale, die von Osten her in der Gegend von Claro ins Tessin eintritt. Sie entspricht hier dem „faîte structural" bei ARGAND (Lit. 3). Nach meinen Aufnahmen im Mitteltessin verlässt die Axe dieser Deckenantiklinale die West–Ostrichtung nördlich von Locarno und biegt in mächtigem Bogen nordwärts zwischen Maggia und Verzasca in die Campotenciagruppe hinein.

Wichtig für die spätere Diskussion ist auch die Gneiswurzel von Roveredo. Dieser Gneis besitzt nach STAUB im untern Misox eine Mächtigkeit von mehreren Kilometern,

schrumpft aber im Tessintal auf wenige 100 m zusammen. STAUB verbindet ihn mit der Monte Rosa- und der Tambo-Surettadecke. Die nördlich unter den Marmoren von Algaletta liegende Gneiszone von Claro hat STAUB als die Wurzel der Aduladecke aufgefasst.

Das Vorhandensein flachliegender, wohl mesozoischer Kalke in den Gipfeln zwischen Verzasca- und Tessintal, welche das Vordringen höherer Decken ins Mitteltessin bekunden, und die sichtbare Umhüllung des Verzascagranites gegen Westen durch diese höhern Decken, haben mich 1921 (Lit. 12) veranlasst, eine Neukonstruktion des Tessiner Deckenbildes zu entwerfen und führten zur Annahme einer die zwei Deckenkulminationen Tosa und Tessin bis in die Wurzelregion hinuntertrennenden Quermulde, in welcher die Decke IV (Bernharddecke) eingesenkt und von östlichen, tieferen Deckenelementen (Verzascagranit) überfahren worden ist. Die Neukonstruktion bezog sich zu einem guten Teil auf damals noch unbekannte Regionen. Um so erfreulicher war dann der Zuzug neuer Forscherkräfte, besonders im östlichen Gebiet, von denen Bestätigung oder Korrektur der hypothetischen Linien zu erwarten war. Meine eigenen weiteren Aufnahmen im Mitteltessin haben die Auffassung von 1921 teilweise verändert, so dass es nötig ist, heute das neue tektonische Bild der Tafel V zu geben. Die Veränderungen in der Auffassung betreffen übrigens nur die Tessinkulmination.

Einige strittige Punkte mögen erwähnt werden. Bei der Aufnahme der Kalkzonen von Castione, Algaletta, Gnosca, Cima Lunga gelangte ich zur Überzeugung, dass die liegenden gleichartigen Granitgneise: Verzascagneis, Gneis von Claro und Simanogneis zu einer Decke gehören. Ich stellte daher 1921 zum erstenmal den Gneis von Claro als Wurzel des Simanogneis dar. Für die hangende Aduladecke musste dann folgerichtig der Roveredogneis Wurzel werden. JENNYS Aufnahmen (Lit. 7) haben diese Auffassung bestätigt, soweit es sein Gebiet betrifft. KOPP, der auch die Gegend des Pizzo di Claro studiert hat, bestätigt 1923 (Lit. 9, p. 558 u. 560) ausdrücklich, dass „die Zone von Claro die Wurzel der Simanodecke" und „die Zone von Roveredo die Wurzel der Aduladecke" bilde. KOPPS Bemerkung: „Auch PREISWERK bekennt sich zu dieser Ansicht" ist bei dieser Sachlage nicht ganz zutreffend.

An meiner Darstellung der Querfaltung, infolge deren die Bernharddecke lokal unter tiefere Decken versenkt erscheint, wird von JENNY (Lit. 7, p. 58) Kritik geübt, besonders an dem

Ausmass der Ost–Westverschiebung. Es scheint mir zweckmässig, die Diskussion hierüber zu verschieben, bis festgestellt ist, welche Decken und Deckenteile im einzelnen an der Störung teilnehmen. Die Tatsache der Querstörung in Gestalt einer mächtigen Umwälzung der obern Decken um eine NNW–SSE laufende Axe zwischen Maggia- und Verzascatal haben die neuesten Beobachtungen ganz deutlich gezeigt. Der Verzascagranit, der den Kern der Umbiegung bildet, ist nach Westen über steilgestellte, Nord–Süd streichende Gneise des Maggia–Tencialappens (Bernharddecke) überschoben. Wir haben hier eine vom Tessinerdom gestützte Querschwelle, die von Ost–West vorrückenden Schubdecken überschritten wird. Diese Nord–Süd gerichtete Querschwelle ist nichts anderes, als der nach Norden abgebogene „faîte structural" (vgl. p. 181). Die interessanten Bemerkungen STUDERS über ein „meridianes Fächersystem" (Lit. 21, p. 233), auf die ich schon früher aufmerksam gemacht habe (Lit. 12, p. 495), zeigen sich immer mehr in ihrem vollen Gewicht.

Zum Verständnis der Bewegungen dieser tiefliegenden alpinen Schubmassen genügt die normale Faltentektonik nicht mehr. Manche Formen tessinischer Massivlappen finden ihre getreuen Abbilder in den von AMPFERER (Lit. 1) beschriebenen Walz-, Roll- und Fliessfalten, die seiner Zone der „Wirbelmechanik" eigen sind. Der rasche Wechsel in der Orientierung der Stirnen solcher Falten zeigt sich auch im mittleren Tessin in überraschender Weise. Die Stirne der Verzascadecke schaut in der Cima Bianca nach NNW, im Osolatal aber nach SW. Noch schöner zeigt dies die Adula. Ihre Riesendecke wird von FRISCHKNECHT, JENNY und KOPP in zahlreiche Teillappen zerlegt, die mit ihren bald NW, bald SW gerichteten Stirnen ganz den Charakter von „Rollfalten" tragen. Bei einer derartigen Auflösung der grossen Decken in Einzellappen, resp. Walzfalten, die ihre Stirn mitunter auch in die Streichrichtung kehren, wird zweifellos die Kontinuität der Decken auf grössere Entfernungen im Streichen stark beeinträchtigt.

Nach den theoretischen Konstruktionen JENNYS und seiner Mitarbeiter (Lit. 7, Tafel I) schrumpft die mächtige Aduladecke in der Tat schon über dem Val Blenio zu minimaler Mächtigkeit zusammen. Diese bemerkenswerte Darstellung findet eine überraschende Bestätigung im Wurzelgebiet, wenn man, wie ich es in Übereinstimmung mit KOPP tue, den Roveredogneis als Adulawurzel auffasst. Dieser Roveredogneis keilt ja, wie STAUB gezeigt hat, schon im Tessintal zwischen den hangenden und liegenden Marmoren von Castione und Alga-

letta bis auf geringe Reste aus. Hieraus ergibt sich die Schlussfolgerung, dass es recht fraglich ist, ob überhaupt irgend welche Teile der Aduladecke den Tessinerdom westwärts überschreiten.

Früher hatte ich (Lit. 12) den Ruscadagneis als westliches Äquivalent der Aduladecke aufgefasst und als Muldenschenkel der Querfalte mit dem Tessinergneis in der Tiefe verbunden. Die Beobachtungen in diesem Jahre lassen eine solche Auffassung kaum mehr zu. Im Val Giumaglio habe ich vor einigen Jahren einen eigenartigen dunklen Granit in der Ruscadagneiszone gefunden. Herr GRÜTTER hat denselben im Val Cocco, wahrscheinlich auch HENNY an der Forcella cocco gesehen. Er möge „Coccogranit" heissen. In diesem Jahre habe ich mit den Herren BOSSHARD und KNOBLAUCH diesen Granit weiter verfolgt und als 10 km langes Massiv erkannt, das annähernd N–S streichend durch die Täler Tomeo, Cocco, Osola, Giumaglio und Coglio streicht. Der auffallend wenig metamorphe Granit zeichnet sich durch schwarze Glimmernester und glasigen Quarz aus, der oft knotig herauswittert. Weder im Tessinergneis, noch in der Adula finden sich meines Wissens solche Granite. Dagegen haben sie grösste Ähnlichkeit mit dem Matorellogranit im Maggialappenkopf. Offenbar gehören Maggialappen und Ruscadagneis mit dem zugehörigen Tencialappen gemeinsam einer höheren Decke, wohl der Bernharddecke, an. Am Nordende des Ruscadagneis am Pizzo Ganna findet sich ein schöner Granit mit auffallend blaugrauen Feldspäten, der mit dem Plattjegranit am Monte Rosa frappante Ähnlichkeit zeigt. Doch wage ich den hieraus sich ergebenden deckentheoretischen Schluss, dass auch Teile der Monte Rosadecke in der Deckenquermulde liegen, noch nicht zu ziehen.

Zur Verdeutlichung meiner Auffassung bleibt noch zu sagen, dass ich die obere Tessiner Gneisdecke, die Simano-Verzascadecke, als eine lokale Ausstülpung des unteren Haupttessinergneises betrachte, die westlich zwischen Verzasca und Maggîa endet, ganz ähnlich wie den Leonegneis als Ausstülpung des Antigoriogneis, die ihrerseits nach Osten hin die Tosakulmination nicht überschreitet. Die beiden Kulminationen sind meines Erachtens eben gerade durch die Doppelung der granitischen Decken bedingt. Die Doppelung fehlt unter der von der Bernharddecke erfüllten Quermulde. Die granitischen Decken haben als tiefere, aber jüngere, die höheren sedimentreicheren Deckensysteme weiterbewegt und zum Teil überfahren. Die höhern, ältern (zur Bernharddecke

gezählten) Deckenteile bilden die z. T. fächerartig versteiften, passiven Widerstände (Nordrand des Maggialappens und Tencialappens sowie Ruscadagneis) gegen die jüngern granitischen Stossmassen.

In diesem tektonischen Verhalten, sowie auch faziell, schliessen sich an die Bernharddecke auch das Lucomagnomassiv und das Gotthardmassiv an. Sie sind aus diesem Grunde auf der Karte (Tafel V) mit der gleichen Signatur wie die Bernharddecke versehen.

Nach den Untersuchungen von L. Bosshard (mündliche Mitteilung) scheint eine deckentektonische Trennung des Haupttessinergneis (Leventinergneis) vom zentralmassivisch gestellten Lucomagnomassiv zu bestehen.

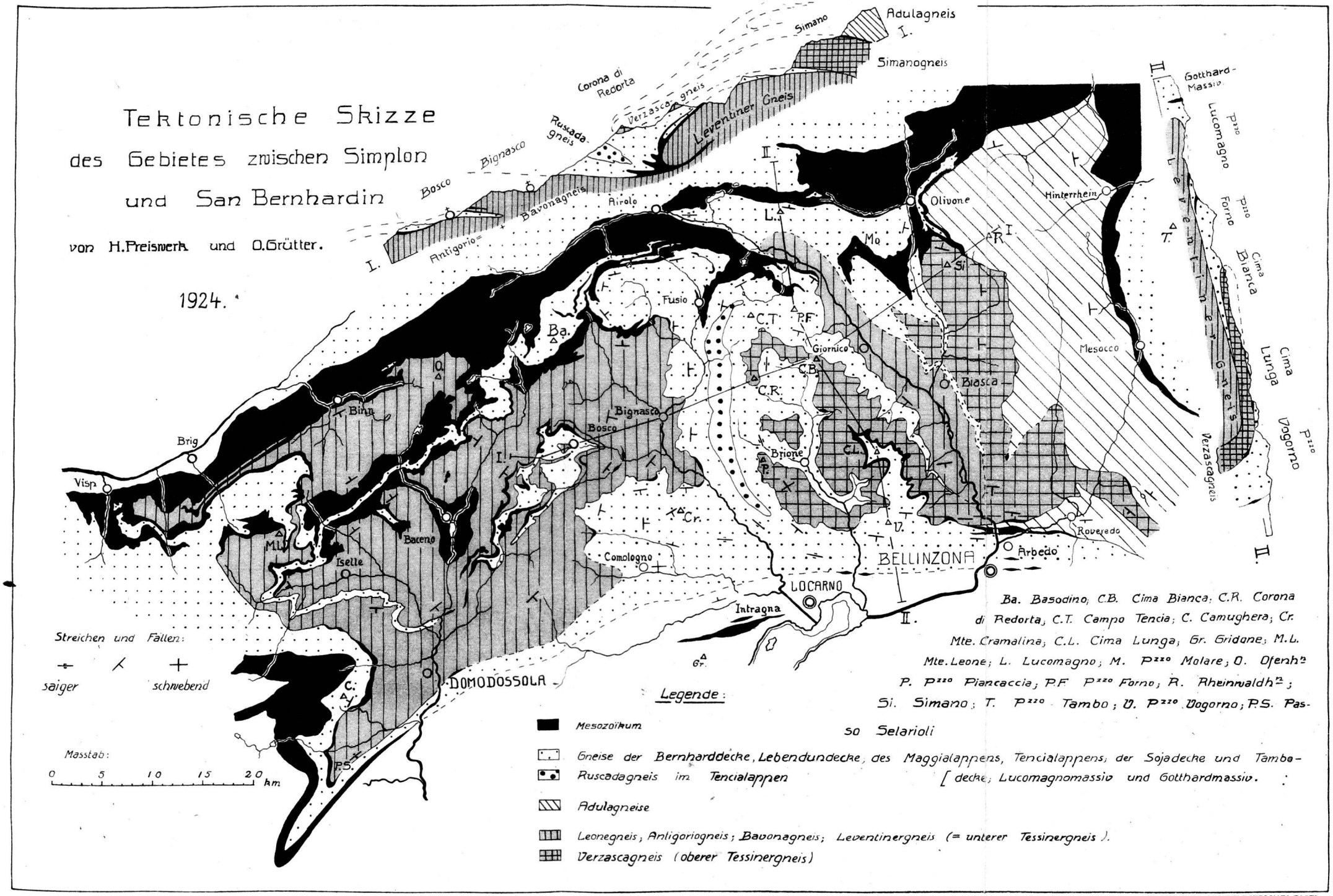
Dass ich der neuen Darstellung der Tessinertektonik durch Frischknecht in wesentlichen Punkten nicht beistimmen kann, ist nach dem Gesagten klar. Immerhin scheint es mir, um eine Verständigung anzubahnen, zweckmässig, auf die Punkte hinzuweisen, in denen dieser Autor meiner Darstellung folgt. Es sind folgende: Der Roveredogneis bildet die Wurzel der Adula. Der Gneis von Claro ist die Wurzel des Simano. Der Maggialappen wird zur Bernharddecke gezählt. Die Bernharddecke bildet vom Wurzelgebiet her zwei mächtige Ausbuchtungen ins Mitteltessin, die Depressionen der Querfaltung ausfüllend.

Die Aufnahmen im Terrain haben mich davon überzeugt, dass die westliche dieser Ausbuchtungen, der Quermulde im Maggiatale folgend, mit dem Maggialappenkopf bei Sambuco zusammenhängt, und gerade dieser Zusammenhang bestimmt mich, sie beide zu einer Decke zu rechnen, zu der ich heute auch noch den Tencialappen zähle. Frischknecht durchschneidet diese Verbindung mittels einer SW–NE streichenden Monte Leone–Simanodecke, deren Deckengrenzen mit der Gebirgsstruktur in krassem Widerspruch stehen. Ich bestreite die Existenz eines solchen Zusammenhanges zwischen Monte Leone- und Simanodecke. Frischknecht ist durch seine Konstruktion gezwungen, die oben (p. 179) bekämpfte Ansicht von C Schmidt, dass die Mulde von Fusio mit der im Pecciatale zu verbinden sei, wieder aufzunehmen. Die Art und Weise, wie Frischknecht zu diesem Zweck Amphibolite des Maggialappens als Indizien für Deckengrenzen verwendet, besonders aber, wie er meine Karte interpretiert und umdeutet (Lit. 4, p. 526), muss ich durchaus ablehnen. Dagegen ist Frischknechts Hinweis auf die geologische Struktur des Neufelgiu beachtenswert. Überraschend

mit meiner Auffassung übereinstimmend ist sein Ergebnis: „Die Monte Leonedecke dürfte hier ihr östliches Ende besitzen" (Lit. 4, p. 523).

Das reichhaltige Werk von R. STAUB über den Bau der Alpen (Lit. 20) bringt eine Fülle von Anregungen zur Auffassung der Tessineralpen. Dieselben sind mir in manchen Fällen willkommene Bestätigung meiner Resultate (vgl. p. 178), zum Teil aber muss ich sie bekämpfen. Eine sehr wesentliche Übereinstimmung ist die, dass auch STAUB den Maggialappen zur Bernharddecke rechnet. Damit ist prinzipiell die grosse Bedeutung der Deckensenkung im Maggiagebiet bestätigt. Die von STAUB beanstandete Parallelisierung von Verzascagranit und Verampio lasse ich auf Grund neuerer Beobachtungen im Tessintal fallen. Die Auffassung von STAUB dagegen (Lit. 20, p. 35): „der Antigoriogneis zieht aus Val Formazza durch Bavona und Peccia in die Campotenciamasse und von da über die Cresta di Sobrio hinein in den Simano", ist mit meinen Anschauungen nicht mehr vereinbar.

In JENNYS Buch über die alpine Faltung (Lit. 8) hat mich die tektonische Skizze Fig. 9 sehr überrascht. JENNY stellt dort den Maggialappen nicht nur deckentheoretisch zur Bernharddecke, sondern verbindet ihn auch direkt mit dessen weit vorbrandenden Wurzel im Süden. Somit kommt er im Hauptpunkt zu der von mir 1921 dargelegten Auffassung. In seiner Dissertation schreibt JENNY (Lit. 7, p. 57), er sei zur Ansicht gekommen, „dass der Maggialappen südlich von Fusio gegen Süden geschlossen sei, dass er also keine Verbindung mit seiner Wurzel besitze." Diese Auffassung ist auch in der tektonischen Skizze von FRISCHKNECHT vertreten (Lit. 4, p. 525). Weiter schreibt nun aber JENNY am selben Ort (Lit. 7, p. 57): Nach den neueren Untersuchungen von PREISWERK scheint es aber nun möglich zu sein, dass durch Querfaltung ein durchgehender Streifen des Maggialappens unter den Campo-Tencialappen eingeklemmt ist, dadurch der Abtragung entrückt, Verbindung herstellt mit der Wurzelzone." Zu JENNYS Skizze (Lit. 8, Fig. 9) ist nun zu bemerken, dass sie in diesem strittigen Punkte meine Ansicht zum Ausdruck bringt, nicht die von JENNY, wie darunter steht. Die Konzession, die JENNYS Skizze an meine Auffassung macht, hat aber ganz erhebliche Konsequenzen. FRISCHKNECHTS Decke III wird damit radikal zerschnitten und eine Verbindung von West mit Ost übers Maggiatal hinüber bleibt für alle tieferen Decken, die unter der Bernharddecke (IV) liegen, unter dieser verborgen. Die künftigen Detail-



GRAPH. ANSTALT W. WASSERMANN, BASEL

forschungen werden, wie ich hoffe, diese Auffassung weiterhin bekräftigen.

Zitierte Literatur:

1. AMPFERER, O.: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. Jahrb. geol. Bundesanstalt Wien. Bd. 73. 1923. p. 99—119.
2. ARGAND, E.: Coupes géologiques dans les Alpes occidentales. Matériaux pour la Carte géol. de la Suisse XXVII. Pl. III. 1911.
3. ARGAND, E.: Sur l'arc des Alpes Occidentales. Eclogae géol. Helv. XIV. No. 1. 1916. pl. IV.
4. FRISCHKNECHT, G.: Die zwei Kulminationen Tosa und Tessin und ihr Einfluss auf die Tektonik. Eclogae. XVII. No. 5. 1923.
5. GERLACH, H.: Die Penninischen Alpen (mit Karte 1 : 200000). Neue Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Ges. XXII. 1869.
6. HEIM, A.: Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. XXV. 1891.
7. JENNY, H.: Geologie der westlichen Adula. Beiträge geol. Karte d. Schweiz. LI. 1923.
8. JENNY, H.: Die alpine Faltung. Berlin 1924.
9. KOPP, J.: Zur Tektonik des Pizzo di Claro usw. Eclogae. XVII. No. 5. 1923.
10. LUGEON, M.: Les grandes nappes de recouvrement des Alpes, etc. Bull. soc. geol. France. 4e série. T. I. 1901.
11. PREISWERK, H.: Die Struktur d. nördlichen Tessiner-Alpen. Eclogae. XII. No. 2. 1912. p. 171.
12. PREISWERK, H.: Die zwei Deckenkulminationen Tosa—Tessin etc. Eclogae geol. Helv. Vol. XVI. No. 4. 1921.
13. SCHARDT, H.: Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. Verh. Schweiz. Naturf. Ges. St. Gallen. 1906.
14. SCHARDT, H.: Géologie de la Suisse. Dictionnaire géographique de la Suisse. Neuchâtel. 1908.
15. SCHARTD, H.: Coup d'œeil sur la géologie et la tectonique des Alpes. Bull. soc. Murithienne sc. nat. du Valais. 1908.
16. SCHMIDT, C.: Geologische Exkursionen durch die zentralen Schweizeralpen. Livret-Guide géol. Congrès géol. int. 1894.
17. SCHMIDT, C.: Über die Geologie des Simplongebietes usw. Eclogae geol. Helv. IX. No. 4. 1907.
18. STAUB, R.: Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. Liefg. 46. 1916.
19. STAUB, R.: Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. Eclogae geol. Helv. XVI. No. 1. 1920.
20. STAUB, R.: Der Bau der Alpen. Beiträge, N. F. 52. 1924.
21. STUDER, B.: Geologie der Schweiz I. 1851.

13. — A. TOBLER (Basel): — **Ein neuer Tertiäraufschluss am Südrand des Basler Tafeljura bei Bretzwil** (mit 2 Figuren).

Seit jeher haben die senkrechten beziehungsweise steil südfallenden Argovienschichten der Fluhmattfluh, die an der Dorfstrasse von Bretzwil zwischen der Fluhgass und der Fluhmatt aufgeschlossen sind, die Aufmerksamkeit der Geologen

auf sich gelenkt; ebenso die schwach nordwärts einfallenden Sequanschichten die unweit nördlich davon im Niederländli zu beiden Seiten des Aubachtales anstehen (siehe Blatt 97, Bretzwil, des Siegfriedatlasses). Wegen Mangel an Aufschlüssen ist dagegen bis jetzt unbekannt geblieben, woraus der Untergrund der zwischen Fluhmattfluh und Niederländli gelegenen Fluhmatt besteht. E. LEHNER (Geologie der Umgebung von Bretzwil, Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F., 47. Liefg., II. Abt., Taf. II, Prof. 22 und 24) supponiert, er bestehe aus Argovien: das Argovien der Fluhmattfluh würde nach seiner Darstellung nach unten rasch in schwaches Nordfallen umbiegen und bruchlos unter das Sequan des Niederländli einschiessen.

Durch die in den Jahren 1923 und 1924 ausgehobenen Baugruben für das Wohnhaus „Fluhmatt" (gegenwärtig das Postbureau von Bretzwil beherbergend) und den dazugehörenden

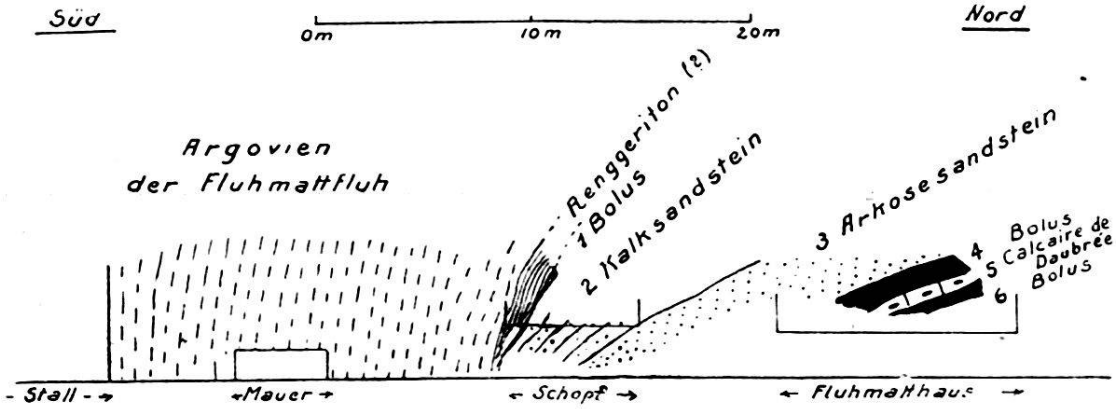


Fig. 1. Der Tertiäraufschluss von Fluhmatt in Bretzwil (1924).

Holzschopf ist nun wenigstens der südliche Teil des Fluhmattareales geologisch erschlossen worden (s. Fig. 1). An die Argovienschichten der Fluhmattfluh schliesst sich zunächst blauer Mergelton (Schicht x) von 1—2 m Mächtigkeit an. Dieser Ton stimmt in lithologischer Hinsicht mit dem Renggeriton des Bernerjura überein. Beim Schlämmen lieferte er feinen Quarzsand, radialstrahlige Markasitkügelchen und bis 1 mm grosse, nach der Basis ausgebildete, glänzende Kristalle von *Eisenglanz.*[1]) An deutlichen Fossilien ist nur eine *Cristellaria*, ca. 1 mm gross, gefunden worden.

---

[1]) Oxydisches Eisen epigenetisch im Renggeriton habe ich auch anderwärts beobachtet. Aus dem Renggeriton von Plattenweid am Jurablauen habe ich zahlreiche bis 2 mm grosse, z. T. verzwillingte Kristalle von *Magnetit* ausgeschlämmt.

Auf den Mergelton (Schicht x) folgen nach N hin:

1. Bolus, rot, 37° südfallend . . . . . 0—0,1 m
2. Kalksandstein, spätig, bräunlich, mit Tongallen, Schichtung etwas unregelmässig, 25—40° südfallend . . . . . ca. 2,0 m
3. Kalksandstein, arkoseartig, nicht spätig, zersetzt, von rötlicher Farbe, mit zahlreichen Schüppchen von Muskovit und gebleichtem Biotit; z. T. in losen Sand zerfallend. Erst 45° südfallend, dann nach Norden hin flacher werdend . . . . . ca. 3,0 m
4. Gelberde und braunroter Bolus mit Bohnerz, 20—25° südfallend ca. 1,5 m
5. „Calcaire de Daubrée", z. T. konglomeratisch, mit vereinzelten Bohnerzkörnern, Bankung kaum angedeutet, ca. 20° südfallend. Mächtigkeit schwankend . . . . . höchstens 1,2 m
6. Bolus, braungelb, mit Bohnerz . . . . . sichtbar 1,0 m

(Die Schichten 1—3 sind durch die Baugrube des Schopfes, die Schichten 3—6 durch diejenigen des Wohnhauses erschlossen worden; die Bohnerzformation scheint sich nach W hin noch auf etwa 200 m Entfernung auszudehnen. Bohnerz kommt reichlich vor in dem Gelände, das auf der Karte durch das *w* des Wortes Bretz*w*il eingenommen wird. Dort ist seinerzeit auf Bohnerz gegraben worden.)

Die Schichten 1, 4, 5 und 6 sind eozän, darüber herrscht kein Zweifel. Die Schichten 2 und 3 stehen in lithologischer Hinsicht den Sandsteinen der Molasse alsacienne des Delsbergerbeckens nahe und dürfen wohl, wie diese, als stampisch angesprochen werden. Leider haben die Tertiärschichten von Fluhmatt nicht die geringste Spur von Fossilien geliefert.

Die Schichten der Bohnerzformation beim Fluhmattwohnhaus zeigen, wie erwähnt, mässiges Südfallen. Die stampischen Sandsteine sind stärker geneigt und ihr Einfallswinkel nimmt gegen Süden hin zu; am Kontakt mit den Malmschichten der Fluhmattfluh kommt es zur tektonischen Konkordanz mit diesen. Recht merkwürdig ist hier das Erscheinen der enggequetschten, z. T. in Linsen aufgelösten Bolusschicht 1, die sich zwischen das offenbar jüngste Tertiärgebilde der Fluhmatt, die Sandsteinschicht 2 und die zum Malmpaket der Fluhmattfluh gehörende Mergeltonschicht x einschiebt. Diese letztere ist durch eine steil südfallende flache spiegelnde Gleitfläche von der Tertiärschicht 1 resp. 2 geschieden.

Die allgemeine tektonische Situation des Fluhmattertiär ist nicht ganz leicht zu deuten. Durch das Erscheinen der eozänen Bolusschicht 1 zwischen dem stampischen Sandstein und dem Fluhmattfluhmalm kommt das Bild einer Mulde zustande, deren Südschenkel ausserordentlich stark reduziert ist.

Über die Orientierung des an das Fluhmattertiär angrenzenden steilgestellten Malmpakets der Fluhmattfluh sind wir noch im Zweifel. LEHNER (loc. cit.) nimmt an, sein nördlicher Teil

(rechts im Profil) sei der jüngere, der südliche Teil (links im Profil) der ältere. Nach MÜHLBERG (Exkursionsbericht, Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. X, p. 412) wäre es umgekehrt orientiert: der nördliche Teil älter, der südliche jünger. Er begründet seine Ansicht mit dem Vorkommen (links der Mauer) der auf Geissbergschichten deutenden *Pholadomya concelata* „südlich der (rechts der Mauer anstehenden) dünngeschichteten Effingermergel". Ist die Lehnersche Auffassung richtig, dann muss das normale Liegende des Fluhmattfluhargovien im Süden liegen; dort finden wir in der Tat im Hohlweg der Fluhgass chailleartige Mergel der Callovien-Oxfordiengruppe. Die Tonschicht x wäre erst nachträglich durch tektonische oder mechanische

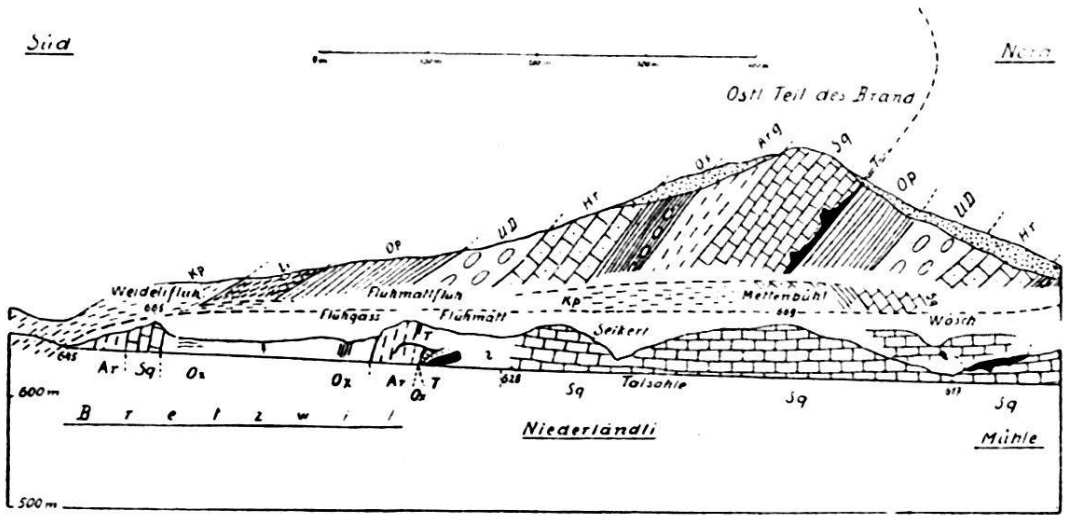


Fig. 2. Profil der Westseite des Aubachtales bei Bretzwil (hintere Kulisse nach LEHNER, Beitr. N. F. 47,2 Taf. II, Prof. 26 u. 28)
Kp = Keuper, Li = Lias, Op = Opalinusschichten, U D = Murchinae- bis Blagdeni schichten, Hr = Hauptrogenstein, Ox = Callovien und Divésien, Ar = Argovien, Sq = Séquanien, T = Eozän und Oligozän.

Wirkung mit dem Fluhmattfluhargovien in Kontakt gekommen. Ist die Mühlbergsche Auffassung richtig, dann ist unsere Tonschicht x das normale Liegende des Fluhmattfluhargovien und der Kontakt zwischen diesem und den Fluhgassmergeln ein anormaler. Ich neige der Mühlbergschen Auffassung zu, da ich zwischen Argovien und Tonschicht x nicht die Spur eines anormalen Kontaktes wahrnehmen konnte.

Sei dem wie ihm wolle, die tektonischen Verhältnisse bei Bretzwil — Fig. 2 gibt eine etwas schematisierte Darstellung derselben — sind komplizierter, als man vor dem Entstehen der Fluhmattaufschlüsse annehmen durfte. Bei der Analyse der Vorgänge, die diese Komplikationen zuweg gebracht haben, sind offenbar nicht nur endogene Wirkungen, Verwerfung und

Faltung, sondern auch exogene, z. B. Verkarstung der prätertiären bis alteozänen Landoberfläche, in Betracht zu ziehen. Die Tertiärgebilde von Fluhmatt sind vermutlich primär in übertiefter Position abgelagert und später von Verwerfung und Faltung affiziert worden.

14. — HANS SUTER (Laufenburg): **Kluft- und Gangrichtungen im südlichen Schwarzwalde.**

Die graphische Darstellung von Kluft- und Gangrichtungen in einer Strichrose vermag Aufschluss zu geben über die in einem Gebiet vorhandenen tektonischen Richtungen. Im südlichen Schwarzwald liegen Maxima von Kluftrichtungen. in NE und NW. Die Füllung der Klüfte (Calcit, Erze) beweist, dass diese Richtungen karbonischen Alters sind. Die Gangrichtungen (Aplite, Lamprophyre) zeigen weitgehende Übereinstimmung in ihrer Lage mit der der Klüfte, ein Beweis mehr für das karbonische Alter der in den Klüften sich ausprägenden tektonischen Richtungen.

Von MÜLLERRIED wurden im Dinkelberg und im schweizerischen Tafeljura die Kluftrichtungen (und Grabenrichtungen) ebenfalls statistisch festgestellt. Sein Longitudinalsystem (N 25 E) und sein Transversalsystem (N 55 W) liegen weitgehend gleich wie die beiden oben erwähnten Maxima der Klüfte im Gneis des Südschwarzwaldes. Diese tektonischen Richtungen sind durch alpine Faltung erzeugt worden, aber oligocänen bis miocänen Alters. Mithin können wir sagen: die in den Kluft- und Grabenrichtungen im schweizerischen Tafeljura sich ausprägenden tektonischen Linien sind posthum insofern, als die karbonischen, tektonischen Linien im Gneis des Südschwarzwaldes gleiche Lage haben.

Damit ist natürlich nicht gesagt, dass nicht auch einzelne der Gneisklüfte tertiären Alters sind; dies gilt namentlich für die Klüfte, welche die Lamprophyre selbst durchsetzen und welche genau gleich liegen wie die eigentlichen Gneisklüfte.

Die Kluftrichtungen sind von einigem Einfluss auf die Morphologie des Schwarzwaldes, indem sie Felsformen und Bachläufe nicht nur beeinflussen, sondern weitgehend in ihrer Form oder Richtung bestimmen.

15. — E. BAUMBERGER (Basel): **Versuch einer Umdeutung der Profile durch die subalpine Molasse der Zentral- und Ostschweiz.**

Die in der subalpinen Molasse bei Luzern (vgl. BAUMBERGER, subalp. Molasse v. Luzern p. 165) festgestellten zwei tektonischen Zonen lassen sich ohne Unterbruch von Schangnau an der grossen Emme durch das Entlebuch und durch die Ostschweiz bis an den Rhein verfolgen. Überall ist die nördliche (randliche) Antiklinale der äussern Zone mehr oder weniger stark aufgestülpt, bei Zug und am Blatterberg westlich Luzern stark überkippt. Die oberoligocäne Molasse (granitische Molasse) zeigt durch das ganze Gebiet in ihrem Bau und in ihrer Zusammensetzung eine weitgehende Übereinstimmung. Auf die granitische Molasse ist, wie bei Luzern, eine starre Nagelfluhmasse samt ihrer plastischen Unterlage aufgeschoben: Innere Molassezone. Im Entlebuch und bei Luzern bilden die stampischen Horwerschichten diese Unterlage der Nagelfluh, weiter im Osten folgen auf die granitische Molasse vorherrschend bunte Mergel im Wechsel mit Kalksandsteinen. Die Nagelfluh ist im ganzen Gebiet unten eine stampische Kalknagelfluh, oben eine bunte Nagelfluh. Letztere hat oberoligocänes bis miocänes Alter. Die Schichtfolge, wie sie am Kontakt mit der granitischen Molasse auftritt, wiederholt sich im Entlebuch alpenwärts einmal, in der Ostschweiz zweimal. Die innere Molassezone ist dem ganzen Alpenrande entlang eine Überschiebungszone mit ausgesprochener Schuppenstruktur. Diese Schuppen sind ungleichwertig in bezug auf ihren stratigraphischen Umfang und die Mächtigkeit der einzelnen lithologischen Abschnitte. Bisher sind alle Lagerungsstörungen in der subalpinen Molasse auf einfache Faltung zurückgeführt worden.

16. — J. KOENIGSBERGER (Freiburg i. Br.): **Überblick über Verfahren und Apparate in der praktischen Geophysik.**

Über das sich stetig ausdehnende Gebiet der praktischen Geophysik sollte an Hand von Projektionsbildern ein kurzer, möglichst anschaulicher Überblick über die heute meist angewandten Verfahren, Apparate und deren Ergebnisse gegeben werden. Der praktische Geophysiker ist auf enges Zusammenarbeiten mit dem praktischen Geologen, mit dem Bergingenieur und mit dem Topographen und Markscheider

angewiesen. Umgekehrt wird der Geologe und Bergingenieur mit der Zeit mehr und mehr den Geophysiker heranziehen, um für seine Gutachten Anhaltspunkte auch für die Stellen zu bekommen, wo sichtbare Aufschlüsse nicht, oder nur mit zu grossen Kosten zu erlangen wären. Das erfordert aber, dass der auf einem dieser Gebiete Tätige zu beurteilen vermag, was Arbeitsweise und Inhalt der andern Wissenschaften sind, ohne dass er deshalb diese eingehend zu kennen braucht. In dem Vortrag wurden besonders die in den letzten Jahren erzielten Fortschritte, die für die Praxis von Bedeutung sind, aber aus verschiedenen Gründen weniger in wissenschaftlichen Kreisen bekannt wurden, berücksichtigt, ausserdem Aufgaben, die in der Schweiz sich bieten können. Die heute wichtigsten Verfahren sind: Messungen der Schwereunterschiede mit der Drehwage nach R. Eötvös, der magnetischen Anomalien mit Variometern für Horizontalintensität, Vertikalintensität und Deklination, Feststellung der Störungen im Verlauf der elektrischen Ströme, die dem Boden aufgeprägt werden, hauptsächlich nach Ch. Schlumberger, der natürlichen Polarisationsströme nach Schlumberger, Feststellung der Verschiedenheit in den Laufzeiten seismischer Wellen nach Mintrob, der Reflexion und Änderung der akustischen Wellen, des Verlaufs und der Intensitätsänderungen elektrischer Wellen, der Änderung der Schwingungszahl elektrischer Schwingungskreise, der Verschiedenheiten in der geothermischen Tiefenstufe, der Unterschiede in den Radioaktivitätswirkungen. Die Methoden dienen dazu, von der Erdoberfläche aus nutzbare Substanzen aufzufinden und geologische Tektonik aufzuklären; sie werden jetzt ausgebildet, um auch in Bergwerken und auch von Bohrungen aus angewandt zu werden. Charakteristisch für die geophysikalischen Methoden ist, dass fast alle nicht spezifischen Eigenschaften der einzelnen gesuchten Substanzen wahrzunehmen vermögen, was beim heutigen Stand unserer Kenntnisse unmöglich ist, sondern dass sie auf der Messung physikalischer Eigenschaften beruhen, die nur graduell verschieden sind.