

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 29 (1936)
Heft: 2

Artikel: Bericht über die 53. Hauptversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Solothurn : Samstag, den 29. August 1936 im Werkhofsulhaus
Autor: [s.n.]
Kapitel: B: 53. Generalversammlung, Samstag, den 29. August 1936
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-159622>

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: 29.04.2026

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

B. 53. Generalversammlung, Samstag, den 29. August 1936.**Erster Teil: Geschäftliche Sitzung.**

Leitung: PAUL BECK, Präsident.

Die Traktanden Jahresbericht, Kassabericht, Bericht der Rechnungsrevisoren und Budget werden von den ca. 50 Anwesenden genehmigt.

Der Jahresbeitrag wird wie letztes Jahr auf Fr. 12.— respektive Fr. 13.— für das Ausland festgesetzt.

Wahlen: Als neues Mitglied wird für den zurücktretenden Kassier ALBERT OCHSNER, Zürich, Herr Dr. R. STREIFF-BECKER, Zürich, vorgeschlagen und gewählt. An Stelle von Herrn Prof. PARÉJAS, Genève, wird aus der Versammlung vorgeschlagen und gewählt Herr Prof. Dr. JEAN TERCIER, Fribourg. Als neuer Rechnungsrevisor wird vorgeschlagen und gewählt Herr Dr. AUG. LOMBARD, Genève.

Der Antrag des Vorstandes, der Zentralkasse der S. N. G. während 3 Jahren einen Beitrag von je Fr. 100.— zukommen zu lassen, wird einstimmig angenommen.

Die anschliessende wissenschaftliche Sitzung wird wie folgt organisiert: Die Redezeit inklusive Diskussion für jeden Vortragenden wird, wie letztes Jahr und wie auf dem 2. Einladungszirkular bereits festgelegt, stillschweigend auf 15 Minuten belassen. Als Präsidenten der wissenschaftlichen Sitzung werden bezeichnet: Dr. HANS MOLLET, Biberist, und Dr. OTTO GUTZWILLER, Basel, als Sekretäre Dr. HENRI LAGOTALA, Genève, und Dr. FRIEDR. SAXER, St. Gallen.

Der Präsident: P. BECK.

Der Sekretär: H. SUTER.

Zweiter Teil: Wissenschaftliche Sitzung.

Zugleich Sitzung der Sektion für Geologie der S. N. G.

1. — P. BECK (Thun): **Glaziale Regionen der Alpen und ihre Bedeutung für die Gliederung der Eiszeiten.**

Kein Referat eingegangen.

2. — FR. NUSSBAUM (Zollikofen-Bern) und FR. GYGAX (Langenthal): **Über die Rekurrenzphase diluvialer Juragletscher.**

Die Theorie von der Rekurrenzphase der Jura-Gletscher am Ende der Würmeiszeit ist zuerst von HANS SCHARDT (1898) aufgestellt worden; sie hat im Laufe der Zeit verschiedene Anhänger gefunden. Allerdings konnte die von SCHARDT angenommene Ausdehnung einiger Juragletscher in der Westschweiz nicht in vollem Umfange

bestätigt werden. Von A. BALTZER und B. AEBERHARDT wurde sie abgelehnt. LAGOTALA hat aber eine Vorstossphase des Dôle-Gletschers, der über St-Cergue bis auf 700 m, nahe an den Fuss der vordersten Jurakette gelangte, NOLTHENIUS eine solche des Joux-Gletschers bis 750 m, eindeutig nachgewiesen.

Eine Rekurrenzphase des Areuse-Gletschers ist sodann 1905 von F. MACHATSHECK, später auch von A. DUBOIS und von E. FREY angenommen worden. DUBOIS hat diese Auffassung 1910 in seiner Arbeit „La dernière glaciation de l'Areuse“ niedergelegt. E. FREY bezeichnete in seiner Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura (Beiträge N. F. 55/III, 1925) die Moräne von Bôle als unzweifelhaften Zeugen einer neoglazialen Ausdehnung des Areuse-Gletschers. Endlich ist in der schönen Monographie „La grotte de Cotencher“ von A. DUBOIS & H. G. STEHLIN (Mém. Soc. pal. suisse, LII—LIII, 1932—33) eine sehr beträchtliche Ausdehnung des Areuse-Gletschers bei zurückgehendem Rhonegletscher angenommen und kartographisch dargestellt worden. Nach dieser Darstellung sollte sich die in der Gorge de l'Areuse eng zusammengepresste Zunge des Lokalgletschers beim Austritt in die flache Uferzone sehr stark ausgebreitet und bis nach Cormondrèche, Colombier und bis nahe an Boudry gereicht haben. Als Beweise für diese Ausdehnung werden angesehen: Die Richtung einiger Moränenhügel, vor allem die des Hügels bei Bôle (Pkt. 531), und sodann das Vorherrschen von Juramaterial in den Moränen dieser Gegend. Es wird hier ein Verhältnis von 60 bis 65% Juramaterial gegenüber 40 bis 35% alpinem Material angegeben. Ferner wird darauf aufmerksam gemacht, dass bei Annahme einer Schneegrenze in 1100 m ein grosser Teil des Einzugsgebietes der Areuse als Firn- oder Nährgebiet dieses Talgletschers gedient haben müsste.

So einleuchtend diese Angaben auf den ersten Blick auch scheinen mögen, so werden sie einer näheren Prüfung der Tatsachen kaum in jeder Hinsicht standhalten. Schon die Angabe der prozentualen Verteilung des Materials dürfte Widerspruch erregen. Denn überall, wo es sich tatsächlich um Moränen von Juragletschern handelt, tritt in diesen das alpine Material ausserordentlich stark zurück. Solche Moränen befinden sich beispielsweise am Osthang der Dôle, wo kaum 1⁰/₁₀₀ und meist gar kein alpines Geröll gefunden werden kann. Ein Verhältnis von 65 : 35%, jurassisch : alpin, lässt sich fast überall dem Jurafuss entlang feststellen, wo es sich nur um Rhonegletschermoränen handeln kann. So enthalten überdies die Moränen im Plan du Bois westlich von Cotendart zahlreiche grössere und kleinere Blöcke alpinen Gesteins, so bei den Hügeln Pkt. 622, Pkt. 651 und westlich vom Felshügel Pkt. 674 bei Pkt. 644. Auf keinen Fall können diese Moränen, ebensowenig wie die Grundmoräne von le Rosy und die geschotterte Moräne von les Ceylards, die wir am 3. April 1934 besichtigten, einem Areusegletscher zugeschrieben werden, wie dies DUBOIS & STEHLIN in dem genannten Werke tun.

In der Umgebung von Bôle nun finden wir ausgedehnte Schotterablagerungen, die in 3—4 verschiedenen Terrassenniveaux auftreten: Ein oberstes in 544—560 m zwischen Cotendart und le Rosy, ein zweites in 520—530 m bei Bôle und Creux de l'Esprit und ein drittes in 490—500 m nördlich Boudry und Planeyse. Diese Schotterterrassen sind nun von den Bergbächen und von der Areuse in der Richtung des Hanges zerschnitten und gegliedert worden. So erscheint auch der aus geschottertem Material bestehende Hügel von Bôle als der Rest der hier vom Merdasson und dem Bach von Contendart zertalten 2. Terrasse (s. Anmerkung).

Die Terrasse von Planeyse, die 60—70 m über dem Seespiegel liegt, dürfte einem jüngsten Stand des Rhonegletschers entsprechen. Sie ist im Hangenden vorwiegend aus Schotter beiderlei Herkunft aufgebaut, im Liegenden ist wahrscheinlich Moräne. Die von FREY näher beschriebenen höheren Moränenzüge haben fast alle ein NE-Streichen, und es lassen sich ihnen parallel verlaufende Längstälchen feststellen, die offenbar der Areuse, bei allmählichem Zurückgehen des Rhonegletschers, zum Abfluss gedient haben. Als höchster solcher Abfluss ist die tektonisch bedingte Talung von Rochefort gegen Montmollin in ca. 810 m noch zu sehen; eine 2. Talung zieht bei der Station Chambrelieu durch le Plan du Bois gegen Corcelles; eine 3. entspricht möglicherweise der Terrasse von La Carrière-Bôle.

Die Schotterterrassen von Bôle-le Rosy und Planeyse entstanden wahrscheinlich aus der Vermischung von Fluvioglazial des Rhonegletschers mit Geröllen des Areuseflusses.

Auf ihrer geologischen Karte der Gorges de l'Areuse haben H. SCHARDT & A. DUBOIS alle diese Ablagerungen als „moraines graveleuses et sableuses, souvent plus ou moins stratifiées“ angegeben, durch besondere Zeichnung aber die alpinen Blockanhäufungen im Bois de Biollet und westlich Rochefort hervorgehoben, die teilweise im Bereich der vermeintlichen Areusegletscher-Moränen liegen.

Begeben wir uns auf die westliche Seite des Talausganges der Areuse, so liegt hier ebenfalls vorwiegend geschottertes Material mehrfach aufgeschlossen vor. So ist nördlich Perreux in 510—520 m in dem grossen Aufschluss bei la Groisière, hinter dem Friedhof, das Material der nächstfolgenden, höheren Terrasse sichtbar. Hier finden wir Fluvioglazial der Würmeiszeit mit reichlichen alpinen Gesteinen 10 m hoch aufgeschlossen in deutlicher Schichtung, wobei feineres und gröberes Material wechselt, die mittleren Schichten enthalten besonders grobes Material mit Blöcken bis 0,7 m Länge. Beim Eingang zur Grube liegen überdies zahlreiche alpine Blöcke bis 1 m³ Inhalt. Das Verhältnis von Juragesteinen zu alpinen beträgt 45 : 55%.

Ähnlich beschaffen ist ein Aufschluss nördlich davon in 540 m Höhe beim Asyl Pontareuse. Kiesiges Material findet sich ferner am gleichen Hang bis zur Mét. Porret. Dann folgt in 590 m ein Aufschluss in anstehendem Fels (Hauterivien). Hier betritt man den

Wald; in diesem liegen da und dort Granit- und Gneisblöcke. Oberhalb 600 m gelangt man westlich der Mét. Montandon zu einem breiten Wall, der äusserlich wie eine Ufermoräne des Areusegletschers gestaltet ist. Allein an der Ostseite befindet sich in 610 m ein grosser Aufschluss, la Sablière, und dieser zeigt die deutlichste Deltastruktur von Schotter mit südfallenden Schichten, lockeres Material mit faust- bis kopfgrossen Geröllen, davon 70—75% jurassisch, 25—30% alpin. Man fand hier ein Grab der Bronzezeit. Über den Deltaschottern liegen in 625—630 m Höhe mehrere grössere Gneisblöcke. Diese angebliche Ufermoräne des Areusegletschers stellt sich demnach dar als der Rest eines Deltaschotters, der während der letzten Eiszeit in einer Rückzugsphase des Rhonegletschers durch die Areuse gebildet worden war, und auf den das Rhoneeis bei einem kürzeren Vorstoss noch einige Blöcke absetzte.

In 675 m, wo dieser Schotter ansetzt, tritt der Weg auf steil gestellte anstehende Schichten des obern Malm über und steigt allmählich zu der Terrasse von Treyfont 841 m an. Diese besteht aus Fels, ist aber von Rhonegletschermoräne bedeckt. Solche reicht auch ostwärts bis auf 770 m hinab und geht westwärts bis 900 m hinauf.

Vom Beginn der grossen Plaiken des Argovien führt ein angenehmer Waldweg in ungefähr 900 m Höhe westwärts, bald eingeschnitten in südfallende Kalkschichten, gelegentlich auch durch Moräne, welche letztere von grösseren Flächen des Waldes von Champ du Moulin bedeckt ist. Dem Weg entlang verläuft eine neu erstellte Wasserleitung. In einer Runse, genannt Châble de l'eau, hört das alpine Glazial auf. Man betritt hier die blockreiche, aus mächtigen Wällen und bewaldeten Hügeln bestehende Moränenzone des Creux du Van-Gletschers, welche Zone NE-wärts bis ungefähr 30 m über den Spiegel der Areuse hinabführt. Grössere Anrisse unterhalb Furcil zeigen hier die blockreiche Grundmoräne, in der man gekritzte Gesteine finden kann. Kristalline Gesteine fehlen hier absolut. Dagegen wird der Sockel dieser sehr mächtigen Lokalmoräne, die von SCHARDT als „éboulements“ kartiert und gedeutet worden war, von typischer Rhonegletscher-Grundmoräne gebildet. An diese schliessen sich westwärts Blättertone an.

Gegen eine selbständige Entwicklung eines Talgletschers im Traverstal spricht sodann das reichliche Vorkommen von Rhone-Moräne, die jüngst von RICKENBACH kartiert worden ist.

An Granit- und Gneisblöcken reiche Moräne finden wir beispielsweise bei Derrière Chesaux und Vers chez Joly, wo früher gewaltige Granitblöcke gesprengt worden sind, ferner ostwärts Noiraigue am Abhang la Mercière und in der Umgebung von Brot dessous. Hier überdeckt Moräne die schöne Terrasse von 860 m Höhe, auf der das Dorf steht, und zieht sich von da an südwärts bis zum Tunnel der Bahn bei Punkt 705 hinab. Dort liegen im Wald von les Planchettes in 760 m bis 800 m wohl gegen ein Dutzend moosbewachsener Find-

linge. Es ist bemerkenswert, dass auf beiden Seiten typische Rhonegletscher-Moräne bis zum Flussniveau hinunter zu verfolgen ist und sodann von hier auch beidseitig 200—300 m sich hinaufzieht. Dieses Vorkommen beweist, dass unmöglich der lokale Areusegletscher in einer Rekurrenzphase die Gorge de l'Areuse durchzogen haben kann. Nur aus dem Kar des Creux du Van ist ein Lokalgletscher bis nahe zum Fluss hinunter vorgestossen und hat hier Rhonegletscher-Moräne mit seinen eigenen mächtigen Schuttmassen bedeckt.

Die Lokalvergletscherung des obern Areusegebietes kommt in den mächtigen Moränen der Corbière, westlich St-Sulpice, bei Les Bayards und Les Verrières zum Ausdruck, die seinerzeit von H. SCHARDT, jüngst von C. MÜHLETHALER beschrieben worden sind. Ferner hat E. RICKENBACH kleine Lokalgletscher bei Le Châble, Les Sagnettes und bei Les Cottards nachgewiesen. Diese Gletscher verlangen eine Schneegrenze von 1150—1200 m.

Die von F. ANTENEN 1914 angenommene Rekurrenzphase von lokalen Gletschern der Weissensteinkette muss aus ähnlichen Gründen, wie sie oben dargelegt wurden, und wegen der Höhe der Schneegrenze abgelehnt werden.

Anmerkung. Die angegebenen Höhenzahlen und Ortsbezeichnungen beziehen sich auf die Bl. 308 und 279 des Top. Atl. 1 : 25.000.

3. — J. KOPP (Ebikon): Die Bergstürze des Rossberges.¹⁾

Die geologische Neuaufnahme der Südseite des Rossberges ergab eine weit grössere Überdeckung mit Bergsturzmassen, als dies in der geologischen Vierwaldstätterseekarte zum Ausdruck kommt. Über drei Viertel des Gebietes zwischen Gnippen-Oberarth-Goldau-Steinen-Sattel-Kaiserstock-Wildspitz-Gnippen sind mit Nagelfluh und Mergelschutt zugedeckt. Im untern Teil des Rossbergsüdhangs ragen nur zwei grössere Felsgebiete aus dem Schutt heraus, die Nagelfluhrippen westlich Steinerberg und der Felssporn Rieder-Birchegg. Erst oben am Grathang zwischen Kaiserstock und Gnippen trifft man wieder auf zusammenhängende grössere Felsgebiete; dazwischen treten bloss vereinzelt Nagelfluhwände aus dem Bergsturzschutt heraus.

Im Laufe der Jahrtausende sind aus den Südhängen zwischen Gnippen und Kaiserstock etwa 20 grössere und kleinere Bergstürze herausgebrochen; stets war es ein Abrutschen von Nagelfluhplatten auf einer Mergelunterlage. Von der Rigi zum Rossberg nimmt die Mächtigkeit der Mergel merklich zu; sie erreichen an der Gwandenfluh bis 30 m Mächtigkeit gegenüber maximal 6 m im Rigigebiet. Die Zunahme der Bergsturzvorkommen vom Rigi zum Rossberg hängt wohl mit dem Überhandnehmen der Mergel zusammen.

¹⁾ Vorläufige Mitteilung, veröffentlicht mit Zustimmung der Geologischen Kommission S. N. G.

Die Abrissnischen oder Abrissränder der meisten Bergstürze sind noch heute zu erkennen; sie liegen fast ausnahmslos in 1000—1500 m Höhe.

Prähistorische Bergstürze.

Weitaus die grösste Zahl der Bergstürze ist prähistorisch. Das grösste Vorkommen im Rossberggebiet ist nicht etwa der Bergsturz von Goldau von 1806, sondern der prähistorische Bergsturz von Oberarth. Dr. ZAY²⁾, dessen Buch eine Fülle trefflicher Beobachtungen über alte Bergstürze enthält, deutet darauf hin, dass der Gnippen früher eine Fortsetzung nach Westen bis zum Schwendiegg (P. 1382) gehabt haben müsse; diese ganze Nagelfluhpartie sei auf „schlüpfrigem Grund“ abgerutscht und die Schuttmasse habe sich gegen Oberarth, Goldau und Gruwi (heute Bernerhöhe) ergossen. Dieser Annahme kann ich in allen Teilen beipflichten. Zwischen Gatterzopf und P. 1382 liegt heute die Mergelunterlage der abgestürzten Felsmassen bloss; kleinere Schlipfe haben sich darin gebildet. Die obersten Schuttmassen des Bergsturzes von Oberarth bilden eine bewaldete Kuppe südlich vom Ochsenboden. Ober- und Unterspitzenbühl liegen ganz auf Schutt, und die bewaldeten Felsterrassen von Herzig sind ganz mit Nagelfluhtrümmern bedeckt. Im Tale finden sich Überreste von Bergsturztrümmern bei Gutwinde, Stegenweidli und Mettli. Dr. ZAY beschreibt ausgedehnte Trümmersmassen bei Oberarth und Goldau, die heute fast ganz durch Sprengungen entfernt sind. An der Rigilehne lässt sich das Trümmerfeld über Katzenstein, Aeschi, Mangelsfluh, Unterkilchstalden und die Hänge ob Bernerhöhe und Binzenrüti verfolgen. Die Bewohner dieser Höfe wissen in der Regel den alten und neuen Bergsturzscht sehr wohl zu unterscheiden. Der alte Bergsturzscht ist weniger mergelig als der neue von 1806. Die obersten Nagelfluhblöcke fand ich bei 636 m bei Unter Kilchstalden, ca. 50 m höher als die obersten Blöcke des Sturzes von 1806. Westlich Goldau wurde auf der geologischen Vierwaldstätterseekarte irrtümlicherweise als Grenze des Goldauer Bergsturzes diejenige des Sturzes von Oberarth angegeben.

Auf dem guterhaltenen Relief der Gegend von Goldau vor 1806 von J. M. BAUMANN, das auf dem Hofe Haarmettlen aufbewahrt wird, lässt sich das Ausdehnungsgebiet des Sturzes von Oberarth recht gut beobachten; man kann typische Bergsturzhügel erkennen. Das Trümmerareal bedeckt 5—6 km², wovon etwas mehr als die Hälfte durch den Sturz von 1806 überschüttet wurde.

Eine ganze Reihe prähistorischer Bergstürze sind aus den Hängen zwischen Gnippen und Gwandelensfluh herausgebrochen; da sich die Ablagerungsgebiete dieser Stürze vielfach überdecken, benenne ich

²⁾ KARL ZAY; Goldau und seine Gegend, wie sie war und was sie geworden. Zürich, Orell, Füssli & Co., 1807.

* heute im Bergsturz-Museum in J

sie nach dem Abrissgebiet. Abrissränder von Stürzen trifft man westlich und nördlich Noolberg, östlich der neuen Hütte, bei P. 1527 am Wildspitz und beiderseits der Krauthütte. Ein grösserer Sturz ist vom Hang nordwestlich Rubenen losgebrochen; die oberste Nagelfluhpartie ist am Grat noch stehengeblieben. Das Trümmerfeld dieses Sturzes reicht bis Buchenhof am Lauerzer See. Wie beim Rubenensturz, ist auch bei dem der Eugsthütte die Mergelunterlage noch erhalten und als Schlipfgebiet entwickelt. Die Felswände oberhalb Gemeinmärt und Schwantenring bilden Abrissränder ansehnlicher Stürze, deren Trümmerfeld bis Ecce Homo herunterreicht.

Ein grosser Bergsturz ging einst von der Gwandelenfluh nieder; sein Trümmerstrom staute die Steiner Aa, wodurch der See der Eumatt entstand, den die Steiner Aa im Laufe der Zeit ausfüllte. Das Ablagerungsgebiet des Gwandelenflursturzes beschlägt ca. 1,5 km². 1910 bildete sich im Schuttgebiet dieses Sturzes unter dem Kessel ein ansehnlicher Schlipf. Kleine Moore im Schuttgebiet weisen auf das Vorhandensein ehemaliger Bergsturzseelein; die Ebene bei Moos ist wohl ein durch Bachschuttkegel aufgefüllter See.

Südlich Ecce Homo ist eine grössere Felsmasse als Ganzes abgerutscht. Die Abrisstelle lässt sich beim Felskopf von P. 741 sehr gut beobachten; eine deutliche Abrissmulde zieht sich von dort gegen Pfaffenrist. Unterhalb Dietigen hat die Steiner Aa die abgerutschte, im Schichtverband stark gelockerte Nagelfluhplatte durchbrochen und durch Unterwaschung ein Trümmerfeld erzeugt. Die abgerutschte Scholle hat eine Ausdehnung von ca. $\frac{1}{4}$ km².

Spuren eines interglazialen Bergsturzes trifft man zwischen dem Rufiberg und dem Zugersee im Gebiet zwischen Rufibach und Klausenbach. Zwischen Hagegg und Gnippen muss ein beträchtlicher Sturz losgebrochen sein; das Trümmerfeld reicht fast bis zur Bahnlinie herunter; an zwei Stellen, südlich Rossplatte und bei Klausenegg, ergoss sich der aus Kalknagelfluh und bunter Nagelfluh bestehende Schutt bis in den Zugersee.

Die Seitenmoränen des Reussgletschers bei Rufiberg und Hasengutnacht erweisen das interglaziale Alter des Rufibergsturzes. Auffallend ist das äusserst spärliche Auftreten von Reusserratikern im Moränengebiet; die Abgrenzung von Bergsturzschtutt und Moräne wird dadurch erschwert.

Das Schuttgebiet hat eine Ausdehnung von ca. 2 km².

Historische Bergstürze

Dr. ZAY berichtet auf Grund von Archivstudien, dass vor 1354 in der Gegend der 1806 verschütteten Kapelle Röthen ein Dorf Röthen gestanden haben müsse, das durch einen Bergsturz zerstört worden sei. Wie aus einem alten Stich der Goldauer Gegend ersichtlich ist, stand die Kapelle Röthen auf einem typischen Bergsturzhügel; auch

das Relief von BAUMANN gibt bei Röthen Bergsturstrümmer an, sodass die Angaben von ZAY nicht zu bezweifeln sind. Röthen lag etwas östlich des heutigen Grossweiher. Das Abrissgebiet des Bergsturzes von Röthen vermutet ZAY im Felsgebiet westlich Noolberg, worin ich ihm zustimme.

Der Goldauer Bergsturz von 1806 hat durch ALB. HEIM eine eingehende Darstellung gefunden³⁾. Ich beschränke mich auf die Mitteilung neuer Beobachtungen. Die Neigung der Nagelfluhbänke steigt von 12—15° bei Goldau auf ca. 30° am Gnippen. Alle bisherigen Profile vom Rossberg geben die Neigung zu regelmässig an und berücksichtigen das steilere Einfallen der höheren Felsschichten zu wenig. Der östliche Abrissrand wird nicht von einer einzigen Felsbank gebildet; vom Beginn der Wand bei ca. 950 m Höhe bis P. 1574 streichen mehrere durch Mergel getrennte Nagelfluhbänke in die Luft hinaus. Durch das merklich steilere Gefälle der Nagelfluhbänke im Gratgebiet Gnippen-Gwandelenfluh wurde die Loslösung von Nagelfluhplatten stark begünstigt.

Die Mächtigkeit der Bergsturzablagerungen von Goldau hat man bisher zweifellos stark überschätzt; ALB. HEIM zeichnet in seinen Profilen eine Aufschüttung von 50 bis 150 m. Auf Grund von Vergleichen der jetzigen Oberfläche mit der vor dem Bergsturz, wie die letztere auf dem Relief von BAUMANN dargestellt ist, glaube ich, dass die Überdeckung nirgends grösser als 50 m ist. An den meisten Stellen dürfte sie 10—20 m nicht übersteigen. Das Volumen des Schuttes schätze ich auf unter 10 Millionen m³, gegenüber den bisherigen Schätzungen von 40 Millionen m³. Die Aufschüttung durch den Bergsturz von Oberarth betrachte ich als bedeutend höher als diejenige durch den Goldauer Bergsturz.

Im Laufe der letzten Jahre wurden bei Goldau schon einige Meter unter dem Schutt Gebäulichkeiten vorgefunden, was zeigt, wie gering an vielen Stellen die Schuttdicke ist; zwischen Buosingen und Lauerz kommt man beim Graben schon in 2—3 m Tiefe auf den alten Grasboden, der noch sehr wohl erkenntlich ist.

Das Schuttareal des Goldauer Bergsturzes beträgt ca. 7 km². Der Bergsturz von Oberarth hat das grössere Volumen, derjenige von Goldau die grössere Ausdehnung.

4. — J. M. SCHNEIDER (Altstätten): **Der Aufbau der interglazialen Weimarer Kalktuffe.**

Siehe Verh. Schweiz. Natf. Ges., 117. Jahresvers., p. 288, 1936.

³⁾ Bergsturz und Menschenleben. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 77, Beibl. Nr. 20, und sep. bei Fretz & Wasmuth, Zürich, 1932.

5. — L. BENDEL (Luzern): **Moderne Bohrmethoden zur Entnahme von Bodenproben.**

Kein Referat eingegangen.

6. — P. BECK (Thun) und E. FREI (Zürich): **Über das Nichtvorhandensein einer Rekurrenzphase des Areusegletschers bei Boudry und die geologische Neudatierung des Moustérien von Cotencher.¹⁾**

E. FREI veröffentlichte 1925 eine Arbeit über die Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura²⁾. Darin reduzierte er den von SCHARDT (1898, 1903) und DUBOIS (1903, 1921, posthum 1933) umrissenen, grossen rekurrenden Areusegletscher auf den von BALTZER (1899) erkannten Umfang und wies die Unterscheidung von Lokal- und Rhoneerratikum mittels der Geröllprozentage energisch zurück. Anlässlich einer Revision und Erweiterung nach SW der damals leider nicht publizierte Karte dieser Region lud er zur Beurteilung der Quartärablagerungen P. BECK zur Mitarbeit ein. Die im Juli 1936 ausgeführte gemeinsame Begehung führte zu einer vollen Bestätigung der stratigraphischen Darstellung und zu den nachstehenden Deutungen. Um nicht zu wiederholen, bestätigen wir im grossen ganzen die oben gegebenen Darlegungen von FR. NUSSBAUM & FR. GYGAX über das gleiche Problem und dieselbe Gegend, fügen aber noch folgende Ergänzungen hinzu:

1. In Übereinstimmung mit DU PASQUIER, MUHLETHALER, BRÜCKNER und MACHATSCHKE konnte die Schneegrenze des Areusetales für das Würmmaximum im Mittel auf ca. 1100 m bestimmt werden, eine Zahl, die eher zu niedrig ist. Die dadurch gegebenen Firngebiete reichen, wenn kein Rhonegletscher eingreifen würde, theoretisch gerade aus, um die Hänge mit Eis zu bekleiden, aber nicht, um einen aus der Areuseschlucht vordringenden Talgletscher zu ernähren.

2. Die Areusegletscherzunge von Boudry im Sinne SCHARDT'S und DUBOIS' setzt einen Rückzug des Rhoneeises mit Freigabe der Planeyse und des alten Areusedeltas voraus, also eine Verminderung der Eisdicke um 700 m. Somit muss sich die Schneegrenze bedeutend gehoben haben, und zwar um einen Betrag, der zwischen 300 (Bühlstadium) und 0 m (Würmmaximum) liegen muss, und den wir mit 150 m einsetzen. Die Kurvenkarte lässt erkennen, dass eine Firnlinie von 1250 m Höhe unmöglich einen Lokalgletscher der Areuse erzeugt haben kann. Einzig die karförmigen Halbklusen der

¹⁾ Veröffentlicht mit Zustimmung der Geologischen Kommission S. N. G.

²⁾ Beiträge geol. Karte Schweiz, N. F. 55/III.

Mauvaise Combe, des Creux-du-Van, des Vaux und des Vallon de la Denevriaz waren imstande, geringe Eismengen zu erzeugen. Diejenige des Creux-du-Van reichte nur bis zur Ferme Robert. Der undurchlässige Untergrund aus Argovienmergeln liess aber das vom Gletscherchen heraustransportierte Schuttmaterial — Moräne, Gehängeschutt und Felssturz zusammen — als Schlipfe fortgesetzt über die Talflanke gegen Le Furcil abgleiten, weswegen diese polygene Bildung schon recht verschieden gedeutet wurde (Bergsturz, Moräne).

3. Die Deutung der Schutthügel bei Cotendard, Bôle usw. als Seitenmoränen eines Lokalgletschers kann darauf zurückgeführt werden, dass das hier vorliegende Problem der Mündung eines Seitentales in ein früher vereistes Haupttal nicht als solches erfasst und nicht durch den Vergleich mit den zahlreichen alpinen Beispielen abgeklärt wurde. Folgende gemeinsame Eigenschaften lassen sich jeweilen an mehreren Beispielen erkennen: *a.* Wo das Seitental gegen einen Haupttal-See mündet, bestehen die ältesten Ablagerungen aus Deltaschottern, die über die heutigen Seespiegel hinaufragen. *b.* Diese Plateaux sind von Moränen und Drumlins bedeckt. *c.* In andern Fällen bilden sich Schuttkegel, die sich in verschiedenen Höhenlagen gegen die Gletscherränder stützen und mit dem Sinken der Erosionsbasis jeweilen durchtalt werden, so dass oft die wallförmigen Schuttkegelreste samt dem angelagerten Moränenmaterial tief herabsteigende Lokalmoränen des Seitentales vortäuschen. *d.* Häufig unterstützten heute verschwundene Schmelzwasser der Firnhauben benachbarter Hänge die Gliederung. *e.* Von grosser, oft nicht mehr genau feststellbarer Bedeutung ist die wiederholte Ablenkung der Seitenflüsse durch die verschieden hohen Eistränder. *f.* Diese Erscheinungen nehmen im gleichen Masse zu, wie die Höhenunterschiede der beiden Einzugsgebiete. *g.* Bei gemischten Bildungen, zu denen der fremde Gletscher gleichsam den „Zettel“ und der lokale Seitenfluss den „Einschlag“ liefert, versagt die Geröllzählung als Hilfsmittel zur Gliederung.

Alle diese Gesichtspunkte findet man im Areusemündungsgebiet wieder.

4. Durch Vergleich mit andern alten Seedeltas wird es wahrscheinlich, dass das alte Areusedelta, genannt nach Chanélaz, älter ist als die Risszeit, trotzdem nur einfache und geringe Moränenreste darauf liegen. Seine Entstehung setzt eine wesentlich andere topographische Umrandung des Seebeckens voraus.

5. Für die Herkunftsbestimmung der verschiedenen Schichten der Moustérienhöhle von Cotencher genügen weder die chemischen noch die sedimentpetrographischen Analysen, da der gleiche Chemismus in den verschiedensten benachbarten Ablagerungen auftritt, und auch der Mineralbestand nicht gestattet, molassisches und

erratisches, d. h. aus dem Wallis stammendes Material zu unterscheiden.

6. Der Wegfall eines lokalen „glacier précurseur“ im Traverstal und in den Gorges de l'Areuse zwingt zu einer Revision der früher darauf gestützten Altersbestimmung der Moustérienstation von A. DUBOIS & H. G. STEHLIN³⁾. Die Neudatierung wird durch ein neues geologisches Vorkommen erleichtert. Etwas über dem Weg, der von Boudry nach Champ-de-Moulin führt, befinden sich, unmittelbar vor der engsten Stelle des Taleinganges, Kiesgruben, die ein talauswärts gerichtetes Areusedelta in 610—650 m Höhe aufschliessen. Gekritzte Geschiebe und erratisches Material kommen darin vor, ebenso am darüber liegenden Hang, was eine Überlagerung durch Moräne wahrscheinlich macht. Die Höhe der Schotterbasis entspricht der Flusshöhe bei Champ-de-Moulin, wo geschichtete Tone einen verlandeten Stausee bezeugen. Die Bildung des Deltas setzt aber eine langandauernde Stauung der Areuse voraus, während welcher der vordringende Talboden vom Saut-de-Brot an das enge Tal bis in die Klus zuschütten konnte. Dass der See trotz der nahen, sehr tiefen Erosionsbasis des Neuenburger Seegebietes sich nicht rasch entleerte, deutet auf einen durch Felsschwellen fixierten Abfluss in anderer Richtung hin. Ein entsprechendes Tälchen, eine Combe des untern Hauterivienmergels, kulminiert heute in 640 und 650 m Höhe zwischen der Station Chambrelieu und dem Hauterivienhügel Punkt 670 und weiter im NE über dem Plan du Bois zwischen P. 732 und 674. Die knappen Raumverhältnisse für den Staudamm des Sees und die Ablenkung der Areuse erinnern an die Sihl bei Schindellegi.

Nun befindet sich die Grotte von Cotencher nur 500 m von der innersten Deltaspitze und 600 m von der grossen Kiesgrube entfernt, allerdings am linken Areuseufer. Die Kulturschichten der Station liegen zwischen 652 und 657 m Höhe, also genau dem Dach des Deltas entsprechend. Die Grotte lag somit zur Moustérienzeit am Rande der Schwemmebene des Areusetales, an seiner engsten Stelle, die einen Zwangswechsel für das Wild bedeutete. Die unterste Schicht, „l'argile du fond“ oder „argile jaune“, kann genetisch nicht eindeutig bestimmt werden. Vermutlich ist es ein Verwitterungsrückstand, ein Höhlenlehm. Die zweite Schicht, „la couche brune“, von 1,1—1,5 m Mächtigkeit, eine Mischung von Humus, Kalken, Sanden und Phosphaten, führt in gleichmässiger Verteilung eckige und gerollte Knochen, sowie Artefakte. Sie kann als Überschwemmungslehm der Areuse gedeutet werden, was sowohl die gerollten Materialien, wie auch die zeitweilige Besiedlung und die gleichmässige Verteilung erklärt. Die folgende 1,0—1,8 m messende „couche à galets“ mit in Lehm steckenden haselnuss- bis kopfgrossen Geröllen (nach DUBOIS sind 999,6 Gewichts-

³⁾ Mém. Soc. pal. suisse, LII—LIII, 1932—33.

promilles jurassisch und nur $0,4\text{‰}$ alpin) sind meist nur kantenbestossen und selten rund. Das alpine Material, wie auch die Knochen und Artefakten, verteilen sich gleichmässig. Alle möglichen Gesteinstufen des Traverstaales beteiligen sich an der Zusammensetzung, die ganz den Charakter der benachbarten Geröllhalden mit Spuren eingerollten Erratikums aufweist. Ihr Wegtransport und die Neuablagerung durch den Fluss gehören zu den häufigsten geologischen Geschehnissen. Sie geben eine zwanglose, vollkommen genügende Erklärung für die Entstehung der Geröllschicht. Darüber lagerten sich sterile Sedimente von sehr feiner Körnung, „l'argile blanche“, ein Seeschlamm von 1,7—1,5 m Dicke, ab. Er deutet auf eine neue Absperrung des Areusetales durch den Rhonegletscher und damit auf die Würmeiszeit hin. Zuletzt folgt der Blockschutt vom Dache der Höhle selbst, „l'éboulis“. Er ist bis 4 m mächtig.

Es liegt nahe, die ältere Seebildung durch den Rissgletscher zu erklären. Dann gehört die Aufschüttung des Areusetales bis zur Höhe der Grotte und des Deltas — es handelt sich um ca. 24—36 Millionen m^3 , — in die Nachrisszeit. Die Mischung der Fauna aus Arten des gemässigten und des nordischen Klimas lässt sich durch das Vorrücken der interglazialen Tiere in die Lebensräume der vom Norden abgeschnittenen eiszeitlichen Spezies zwanglos deuten. Die ganze Anordnung des Höhleninhaltes wird durch die Lage am Rande einer Schwemmebene, vielleicht vom Stil der Schuttfläche des Val Plavna, glaubhaft und verständlich. Ob die neue Seeablagerung vor oder nach der Ausräumung des Schuttbodens geschah, ist ungewiss.

Die Verlegung der Moustérienkultur von Cotencher aus der Nähe des Würmmaximums (STEHLIN) in die Nachrisszeit durch diese neuen Darlegungen stimmt übrigens mit vielen neueren Datierungen dieser Kulturstufe überein (Quartärkongress in Wien, 1936, prähistorische Sektion).

7. — A. BUXTORF und M. REICHEL (Basel): **Über das Alter der Lithothamnienkalke von Montorfano bei Como.**

Die Lithothamnienkalke von Montorfano bei Como sind allgemein ins Eocaen gestellt worden, nur MARTHA PFISTER¹⁾ glaubte auf Grund einer als *Ostrea callifera* (LAM.) bestimmten Auster oligocänes Alter (Tongrien-Stampien) annehmen zu müssen. Diese Altersbestimmung der Lithothamnienkalke muss aber entschieden zurückgewiesen werden; es ergibt sich dies aus einer nähern Prüfung der Foraminiferenfauna, die sowohl für Montorfano als auch für andere Vorkommen der Brianza und der Gegend von Ternate südwest-

¹⁾ Stratigraphie des Tertiär und Quartär am Südfuss der Alpen mit spezieller Berücksichtigung der miocänen Nagelfluh; Dissertation Zürich, 1921.

lich Varese eindeutig für höheres Alter (Eocaen oder Paleocaen) spricht²⁾.

Im besondern möchten wir in dieser kurzen Mitteilung darauf aufmerksam machen, dass in Dünnschliffen des Lithothamnienkalks von Montorfano, wie er auf der Südseite des Hügels ausgebeutet wird, sich auch Alveolinen finden, und zwar handelt es sich um *Alveolina primaeva* REICHEL³⁾. Es ist eine kleine kugelige Form, von 1—1,5 mm Durchmesser, mit knäueligen Anfangswindungen und breiten Kämmerchen. Sie ist bezeichnend für den „Calcaire à Miliolidés“ des Thanétien am Nordfuss der Pyrenäen; sie gehört der Gruppe der von STACHE aus Istrien aus dem Untereocaen erwähnten *Alveolina ovulum* an, die ihrerseits identisch sein soll mit der von SCHWAGER aus dem Untereocaen der Libyschen Wüste beschriebenen gleichnamigen Form. Ausser den seltenen Alveolinen sind bei Montorfano neben sehr häufigen Lithothamnienresten auch kleine Discocyclinen, deren Durchmesser nur 0,4 bis 0,6 mm erreicht, vertreten, ferner Operculinen und *Lituonella* sp. Nach dieser Faunenzusammensetzung könnten diese Kalke sehr wohl dem Paleocaen zugeschrieben werden.

Eine ähnlich zusammengesetzte, wahrscheinlich gleichaltrige Foraminiferenfauna ist kürzlich aus dem umbrischen Apennin von OTTO RENZ beschrieben worden⁴⁾.

Von besonderem Interesse ist es aber, dass in der ostschweizerischen subalpinen Molassenagelfluh sich Kalkgerölle finden, in denen die gleiche Mikrofauna wiederkehrt, ebenfalls *Alveolina primaeva* REICHEL enthaltend.⁵⁾ Die betreffenden Nagelfluhbänke liegen ca. 2 km genau westlich des Säntisgipfels und sind auf der geologischen Karte „Säntisgebiet“ von ALB. HEIM (Spezialkarte 38, Publ. Schweiz. geol. Komm.) als „Conglomerat im Flysch“ bezeichnet worden. Nach brieflichen Mitteilungen (von 1933) von Dr. A. LUDWIG † handelt es sich aber um Molassenagelfluh; am ehesten dürfte unseres Erachtens solche stampische Alters in Betracht kommen. Diese Geröllfunde deuten erneut auf die südliche Herkunft des Molassematerials hin.

Es sei nicht versäumt, darauf hinzuweisen, dass schon T. TARAMELLI⁶⁾ von „Alveolinen“ im Kalk von Montorfano spricht, doch

²⁾ Leider sind diese Eocaenkalke von Montorfano und Ternate auch auf der „Geologischen Wandkarte der Schweiz“ von Dr. WALTHER STAUB (Verlag Kümmerly & Frey, Bern, 1932) als „Mitteloligocaen“ bezeichnet.

³⁾ Siehe M. REICHEL: Etude sur les Alvéolines; Mém. Soc. pal. suisse, Vol. LVII, 1936, p. 90.

⁴⁾ O. RENZ: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin; Ecl. geol. Helv., Vol. 29, 1936.

⁵⁾ Eine Beschreibung dieser Form findet sich auf S. 92 der in Fussnote 3 erwähnten Arbeit; es handelt sich um die Unterart: *A. primaeva ludwigi* REICHEL.

⁶⁾ Il Cantone Ticino meridionale etc. Materiali per la Carta geologica della Svizzera, Vol. XVII, 1880, p. 92.

dürften die „corpi rondeggiati, credo Alveoline, i quali danno alla roccia un aspetto molto analogo alle brecciole sviluppatissime alla base dell'Eocene nel Veneto, a levante del Brenta, e nel Istria“ bei Montorfano eher Lithothamnienrümmer sein, denn diese sind es, die dem Kalk das weiss-brecciöse Aussehen verleihen, während die kleinen wirklichen Alveolinen erst im Dünnschliff festgestellt werden konnten.

Etwas jüngeren Datums als der Lithothamnienkalk von Montorfano dürften die eocaenen Kalke von Ternate (am Lago di Comabbio, WSW Varese) sein. In Proben, die der eine von uns (A. B.) zwischen Ternate und Commabbio gesammelt hat (1934) und in solchen, die Dr. A. TOBLER 1906 aus dem Steinbruch des Filatoio di Varano mitbrachte, ist eine reiche Fauna von kleinen Nummuliten und Orbitoiden vorhanden, unter denen Asterocyclinen ziemlich häufig sind; diese und die Begleitfauna sprechen am ehesten für Oberes Eocaen (Priabonien).

Welch interessante Probleme die detaillierte stratigraphische und mikropaläontologische Prüfung der alttertiären Kalke der Brianza und der Gegend von Varese bietet, zeigen namentlich auch die Untersuchungen von A. SILVESTRI; es sei hier nur auf seine Studie: „Fossili esotici nel paleogene della Brianza“⁷⁾ hingewiesen. Die grosse Bedeutung solcher Forschungen hat als Erster wohl TORQUATO TARAMELLI erkannt; schon vor 56 Jahren schrieb er (a. a. O. S. 93): „Lo studio microscopico delle sezioni sottili di queste rocce gioverà moltissimo all'augurato progresso delle nostre cognizioni, in proposito a questo terreno“.

Auch die Untersuchung der lombardischen Scaglia mit Hilfe von Dünnschliffen dürfte interessante Ergebnisse liefern. Proben der obercretacischen Scaglia, wie sie von der Cementfabrik Merone (SE Erba in der Brianza) ausgebeutet werden, führen reichlich *Globotruncana stuarti* (DE LAPP.) und *Globotruncana linnei* (D'ORB.) und stimmen in dieser Hinsicht vollständig mit der obercretacischen Scaglia (Maestrichtien) des Apennins überein, wie sie von O. RENZ (a. a. O.) kürzlich beschrieben worden ist.

8. — O. RENZ (Basel): **Über ein Maestrichtien-Cénomanienvorkommen bei Alfermée am Bielersee.**

Siehe Eclogæ geol. Helv., dieses Heft p. 545 ff.

⁷⁾ Atti della soc. Ital. Scienze Naturali, Vol. LXVI, 1927.

9. — O. RENZ (Basel): **Über Globotruncanen im Cénomanien des Schweizerjura.** Mit 1 Textfigur.

Im zentralen Apennin hatte ich Gelegenheit, eine kontinuierliche Schichtserie von der mittleren Kreide bis ins Eocaen auf ihren Gehalt an Foraminiferen zu prüfen (Lit. 4). In diesen, unter dem Namen Scaglia bekannten Gesteinen sind besonders Kleinforaminiferen der Gattungen *Globotruncana*, *Globorotalia* und *Globigerina* sehr verbreitet.

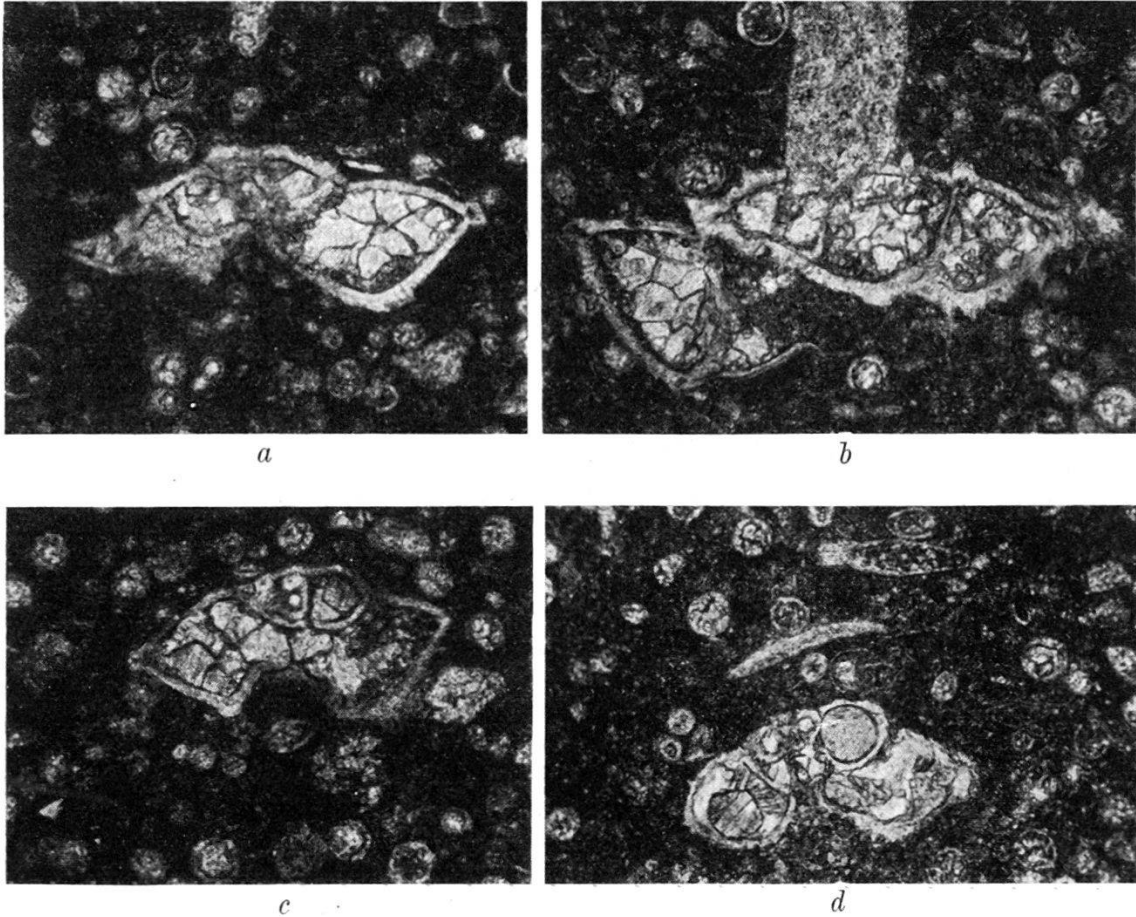
Die verschiedenen Formen von *Globotruncana* ermöglichen eine zuverlässige Unterteilung des kretazischen Teiles der Scagliaserie: Im Cénomanien (gekennzeichnet durch Praealveolinen und Orbitolinen) findet sich eine *Globotruncana* mit einem spitz auslaufenden peripheren Kiel, die ich *Globotruncana appenninica* genannt habe. Diese Form bildet höher im Profil Zwischenformen zu der bekannten *Globotruncana linnei* (D'ORB.). Im obersten Teil der Kreideserie gesellen sich zu letzterer wieder einkielige Formen, und zwar die von J. DE LAPPARENT beschriebene *Globotruncana stuarti*.

Es ist nun von Interesse, dass es meinem Studienkameraden H. P. SCHAUB gelungen ist, *Globotruncana appenninica* O. RENZ auch in der helvetischen Kreide der Wildhorn-Decke zu finden. Sie tritt hier in der Grundmasse eines Horizontes mit aufgearbeiteten Albienfossilien an der Basis des Seewerkalkes (wahrscheinlich Cénomanien) und im unteren Teil desselben auf. Genaueres über dieses Vorkommen wird Herr SCHAUB in diesem Heft der „Eclogae geol. Helv.“ mitteilen.

In einer kürzlich erschienenen Arbeit von P. MARIE (Lit. 3, pag. 135—37) wird das Auftreten verschiedener Globotruncanen im Pariser Becken beschrieben. Der Autor stellte im Cénomanien des Département de l'Aube eine 0,35 mm grosse Form fest mit einem sehr gelappten Umfang, einem einfachen Kiel und konischen Kammern. Im Turonien tritt dann eine grosse Form (bis 0,52 mm) auf, die einer *Globotruncana linnei* gleicht, doch ebenfalls nur einen Kiel besitzt. Der Umfang ist gelappt und die Kammern sind abgeflacht. Im untern Sénonien erscheint dann die typische *Globotruncana linnei* (D'ORB.). Es darf als sehr wahrscheinlich angenommen werden, dass diese im Cénomanien und Turonien festgestellten Globotruncanen mit der von mir beschriebenen *Globotruncana appenninica* nahe verwandt sind.

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass L. W. COLLET & ED. PARÉJAS (Lit. 1, p. 148—151) die für obere Kreide bezeichnende *Globotruncana linnei* (D'ORB.) auch im französischen Juragebiet in den Hornsteinkalken von La Rivière bei Chésery (Ain) nachgewiesen haben. Neuerdings erwähnt H. VINCIENNE (Lit. 8, p. 122—124) *Globotruncana linnei* auch vom Westrand des Jura bei Cuiseaux, zusammen mit Fissurinen und Lageniden; sie treten auch hier in einem

weissen, harten, massigen Kalk auf, der erfüllt ist von braunem Silex. VINCIENNE, wie auch schon COLLET & PARÉJAS weisen auf die Ähnlichkeit dieser Mikroforaminiferen mit solchen der alpinen obern Kreide hin.



a—c: Globotruncana appenninica O. RENZ,

im Orbularienkalk des Cénomaniens von Cressier bei Neuchâtel. (In b liegt über der *Globotruncana* ein vereinzelt Prisma einer Inoceramenschale.)

d: Globigerina spec.

Alle Schnitte parallel zur Achse; Vergr. ca. 90 ×.

Nachdem *Globotruncana appenninica* im Helvetikum und wahrscheinlich auch im Pariser Becken gefunden worden war, schlug mir Herr Prof. BUXTORF vor, die Cenomankalke des Schweizerjura näher auf ihren Foraminiferengehalt zu prüfen. Für diesen Zweck erschienen besonders geeignet die seit langem bekannten Aufschlüsse bei Cressier und Souaillon (zwischen Neuenburger- und Bielersee), da von dort zahlreiche das Cenoman bezeichnende Ammoniten (Acanthoceraten, Turriliten, Scaphiten), Seeigel (Holaster) und Zweischaler (Inoceramen) bekannt geworden sind. (Lit. 2 & 6; Lit. 7, pag. 521.)

Die mikropalaeontologische Untersuchung des hellbraunen bis hellroten, etwas kroidigen Mergelkalkes vom Ravin du Mortruz südwestlich des Château Jeanjaquet bei Cressier und von Souaillon hat ergeben, dass er erfüllt ist von kleinen Foraminiferen. Unter diesen wurden Lageniden, kleine Textularien, Cristellarien, Globigerinen, besonders *G. cretacea*, D'ORB., und seltener *Globotruncana appenninica* O. RENZ (etwa 1 Exemplar in jedem Schliff) beobachtet. Daneben sind Fissurinen und Prismen von Inoceramenschalen verbreitet. Diese Fossilien sind in der ganzen etwa 20—25 m mächtigen Serie bei Cressier gleichmässig verteilt und auch im Aufschluss bei Souaillon allgemein vertreten.

Das untersuchte Cenomangestein des Jura ist im Schliff vom unteren Seewerkalk der helvetischen Kreide kaum zu unterscheiden. Es darf daher angenommen werden, dass in der oberen Kreidezeit eine direkte Verbindung zwischen dem alpinen und dem jurassischen Faziesgebiet und von da zum Pariser Becken bestanden hat.

Im Material von Cressier zeigen sich öfter Formen von *Globotruncana appenninica*, bei denen nur der äussere Umgang in einem spitzen peripheren Kiel ausläuft; die inneren Windungen sind gleich gebaut wie bei den Globigerinen; Fig. 1c zeigt eine solche Form. In Fig. 1d ist auch der äussere Umgang fast ganz gerundet; dieses Exemplar ist daher schon zu *Globigerina* zu stellen. Es können alle Übergänge von *Globotruncana* zu *Globigerina* beobachtet werden.

Die von A. E. REUSS (Lit. 5, pag. 69, Taf. 26, Fig. 1) aus der Kreide des Gosautales und aus den Plänermergeln und -kalken Böhmens beschriebene sehr flache *Globotruncana marginata* mit zwei nahe nebeneinander liegenden Kielen, konnte weder in Italien noch im Jura gefunden werden.

Literatur.

1. COLLET L.-W. & PARÉJAS, ED.: Sur la présence du Crétacé supérieur à la Rivière près de Chésery (Ain, France). C. R. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève, vol. 42, p. 148—151, 1925.
2. HEIM, ALB.: Geologie der Schweiz. Bd. I, Leipzig 1919.
3. MARIE, P.: Sur la présence du genre Rosalina dans la Craie du Bassin de Paris. C. R. S. Soc. géol. France, fasc. 8 & 9, 1936.
4. RENZ, O.: Stratigraphische und mikropalaeontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin. Eclogae geol. Helv., 29, 1936.
5. REUSS, A. E.: Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen besonders im Gosautale und am Wolfgangsee. Denkschriften math.-natw. Cl. Ak. Wiss. Wien, VII, 1854.
6. SCHARDT, H.: Sur un lambeau de calcaire céomanien dans le Néocomien à Cressier. Bull. Soc. neuchât. Sc. nat., 26, 1898.

7. TRIBOLET, M. F. DE: Note sur le Cénomaniens de Gibraltar (Neuchâtel) et de Cressier, avec un aperçu sur la distribution de ce terrain dans le Jura. Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, 11, 1879.

8. VINCIENNE, H.: Le Crétacé supérieur de Cuiseaux (S.-et-L.) C. R. S. Soc. géol. France, fasc. 7, 1936.

10. — A. ERNI (Basel): **Ein dolomitisches Gestein im Malm des Born bei Olten.** Mit 1 Textfigur.

In der mesozoischen Schichtenserie des schweizerischen Jura-gebirges sind dolomitische Gesteine nur in der Trias häufig. Im Lias der Juraformation sind solche bis jetzt nicht bekannt, hingegen zeigen nach der Zusammenstellung von NIGGLI, DE QUERVAIN & WINTERHALTER¹⁾ gewisse Rogensteine des Doggers und besonders die Eisenoolithe des Callovien von Herznach einen relativ beträchtlichen Gehalt von MgO, der bis 3,07% ansteigen kann. Die Gesteine des Malm sind nach derselben Quelle im allgemeinen sehr arm an MgO, doch treten im obersten Teil des Malm (Portlandien und Purbeckien) stark dolomitische Gesteine auf. DUPARC²⁾ hat einen dolomitischen Kalk (gelbe Varietät) aus dem Portlandien der Umgebung von St-Imier analysiert, der einen MgO-Gehalt von 10,01% aufweist, was einem MgCO₃-Gehalt von 21,01% entspricht. In dem schon erwähnten Werk von NIGGLI, DE QUERVAIN & WINTERHALTER (S. 279, Nrn. 55 und 56) sind zwei Analysen dolomitischer Gesteine aus dem oberen Portlandien angegeben, wovon das eine von Les Serroues, Val de Ruz, einen MgO-Gehalt von 13,61%, das andere von Evilars, Taubenloch, einen solchen von 13,74% aufweist. Aus der Kreideformation des Jura-gebirges sind mir keine Analysen dolomitischer Gesteine bekannt geworden.

Unerwarteterweise stiess ich anlässlich einer Untersuchung auf dem Born bei Olten im untern Malm auf ein Gestein, das sich als stark dolomitisch erwies. An der Basis der Bornflühe SW Ruttigerhof (T. A. 163) treten auffällige Höhlenbildungen (besser abri-sous-roche) auf, und es zeigte sich bald, dass diese Unterhöhlungen bedingt sind durch ein weiches Gestein, das zwischen den etwa 22 m mächtigen klotzigen Korallenkalken des unteren Séquanien und den Mergelkalken und Mergeln der Geissbergschichten (ob. Argovien) liegt (siehe Detailprofil). Das Gestein ist frisch dunkelgrau, mit einem Stich ins Bräunliche, stellenweise rostfleckig, hellgrau bis weisslich anwitternd, feinkörnig bis fast dicht und von muscheligen Bruch. Pyritkörner sind schon makroskopisch zu erkennen. Die maximale Mächtigkeit des Gesteins beträgt 1,30 m und wird ca. 300 m N P. 670

¹⁾ P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER: Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geot. Ser. XIV, 1930.

²⁾ L. DUPARC: Note sur la composition des calcaires portlandiens des environs de Saint-Imier. Eclogae geol. Helv., Vol. I, 1888, p. 562—573.

NW Höfli erreicht. Nach N und nach S nimmt die Mächtigkeit rasch ab.

Eine im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel von Herrn Dr. BEARTH ausgeführte Teilanalyse des Gesteins ergab folgende Zusammensetzung (zum Vergleich ist die Zusammensetzung eines Normaldolomits danebengestellt):

<i>Dolomit, Gestein des Born.</i>		<i>Normaldolomit.</i>
In Säure unlöslich . . .	8,07%	
Sesquioxide	2,71%	
CaO	31,80%	30,44%
MgO	16,31%	21,74%
CO ₂	43,06%	47,82%
Summe	101,95%	100,00%
CaCO ₃	56,92%	54,35%
MgCO ₃	34,25%	45,65%
Dichte = 2,6		

Es wurden nur die in Säure löslichen Bestandteile untersucht. Alle Fällungen wurden nur einmal ausgeführt. CO₂ wurde berechnet (durch Absättigung von MgO und CaO).

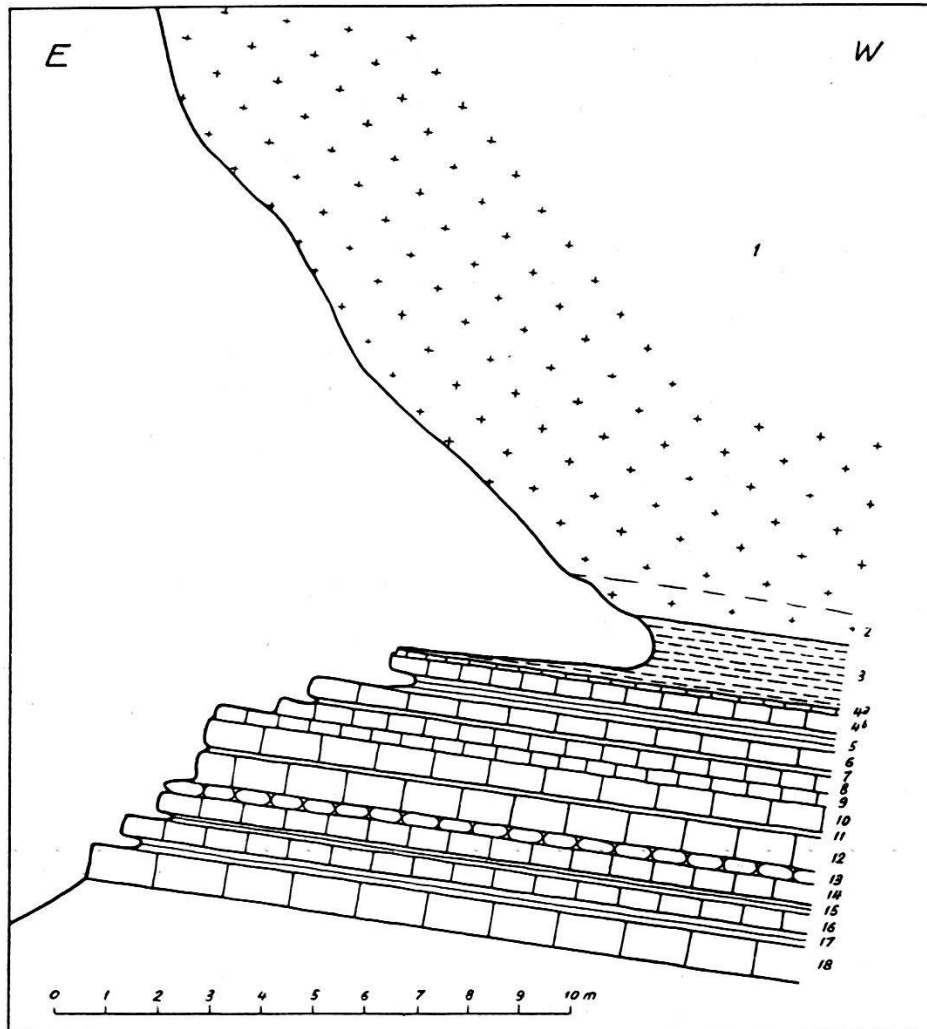
Das Gestein löst sich in HCl unter Bildung von braunen, bituminösen Häuten. Der nicht lösliche Rückstand besteht zum grössten Teil aus grauem, feinstem Ton, der leicht abgeschlämmt werden kann, ferner aus etwas feinstem Quarzsand, Pyrit und eigentümlichen, teils geraden, teils krummen, limonitischen Röhren.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein, nach freundlicher Mitteilung von Herrn Professor REINHARD, eine kryptokristalline Grundmasse, vollgesprenkelt mit rundlichen Karbonatkörnchen von einem mittleren Durchmesser von 0,01 mm. Spärlich sind grössere, öfters rechteckige oder fadenförmige Karbonatkristalle (Mittel 0,1 mm). Form und Struktur derselben lassen mit Sicherheit auf Fragmente von Karbonatschalen schliessen. Noch spärlicher sind Quarzkörner und Pyrit von einem mittleren Durchmesser von 0,01 mm.

Bestimmbare Fossilien konnten nicht nachgewiesen werden, doch bemerkt man im Dünnschliff undeutliche Foraminiferenreste und Bruchstücke von Mollusken.

Um zu prüfen, ob auch die hangenden und liegenden Bänke Dolomit in nennenswerter Menge enthalten, wurden Proben des unmittelbar Hangenden (Korallenkalk, Sch. Nr. 2 des Detailprofils) und Liegenden (Geissbergschichten, Schichten Nr. 4a und 4b des Detailprofils) durch Herrn Dr. P. BEARTH im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel untersucht. Er fand nur geringe Mengen von Dolomit in diesen Gesteinen, schätzungsweise 1%, also nicht mehr als man in einem Gestein des Malm normalerweise erwarten kann. Herrn Prof. REINHARD und Herrn Dr. BEARTH sei hiemit für ihre freundliche Hilfe bestens gedankt.

Der Dolomitgehalt des vorliegenden Gesteins kann also nicht vom Hangenden oder vom Liegenden stammen. Es bleibt vorläufig unabgeklärt, welchen Ursachen dieser Dolomit seine Entstehung inmitten von beinahe dolomitfreien Gesteinen verdankt. Möglicherweise sind Kalkalgen an der Dolomitbildung beteiligt gewesen, ob-



Detailprofil am Fusse der Bornflühe SW Ruttigerhof bei Olten.

- 1—2 Korallenkalk des Unteren Séquanien.
- 3 Dolomitisches Gestein.
- 4a—18 Geissberg-Schichten (Oberes Argovien).

schon solche im Gestein bis jetzt nicht nachgewiesen werden konnten. Vielleicht kann die Frage von der Entstehung dieses Dolomits später von jemandem gelöst werden, der das Dolomitproblem eingehender studiert, als es mir möglich ist. Der Zweck dieser Notiz ist, auf ein Vorkommen von Dolomit in einer Schichtserie aufmerksam zu machen, wo man ihn normalerweise nicht erwarten würde.

11. — F. SAXER (St. Gallen): **Das Molasseprofil an der Sitter.**

An der Jahresversammlung der S. G. G. 1930 in St. Gallen stand die Tektonik der st. gallisch-appenzellischen Molasse im Mittelpunkt der Diskussion. Die Hauptträger der Aussprache, A. LUDWIG und E. BAUMBERGER, weilen nicht mehr unter uns — die Diskussion aber geht weiter. Damals hatte E. BAUMBERGER die alten GUTZWILLERSCHEN Profile, die auf dem Gedanken der Faltung der Molasse beruhten, im Sinne seiner Erkenntnisse in der Zentralschweiz umgedeutet, Schuppenbau postuliert, während A. LUDWIG zähe an der alten Auffassung festhielt. Die heutige Mitteilung befasst sich nur mit den beiden im tektonischen Sinne kritischen Zonen: der grossen „Antiklinale“, die die Sitter zwischen Haslen und Stein schneidet, und der „Synklinal“zone, die sich im Rücken der Gäbrisnagelflüh von Altstätten über Gais, Gonten nach W zieht; die Sitter quert sie kurz unterhalb Appenzell.

Die neue Untersuchung anlässlich der Revision der von A. LUDWIG hinterlassenen Kartenblätter ergab als erste neue, wichtige Tatsache, dass die Molasse im Gebiet der Sitter (die gleiche Feststellung gilt übrigens auch für die Profile an der Urnäsch, am Rotbach und an der Goldach) in viel stärkerem Masse verfault ist, als man aus den bisherigen etwas steifen Profilen hätte annehmen dürfen. Der naheliegende Gedanke, die Antiklinale als einfaches Gewölbe aufzufassen, scheidet an der Vielgestaltigkeit der tatsächlichen Verhältnisse. Dagegen kann man sich fragen, ob nicht mehrere enggescharte Falten vorliegen. Gegen diese Annahme spricht der Umstand, dass die harten Sandsteinkomplexe die Faltung meist gar nicht mitmachen, während die plastischen Mergel ein Bild schärfster Quälung, Faltung, Zerreissung, Quetschung darbieten. Diese Art der Faltung ist wohl dadurch bedingt, dass bei der Aufpressung der Antiklinale die Kernschichten oben scharf zusammengedrückt, nach unten aber durch den Zwang der Ausfüllung eines Raumes von annähernd dreieckigem Querschnitt zum Divergieren veranlasst wurden. Dabei nahmen die weichern Zwischenlagen alle möglichen Formen der Kleinfaltung und Stauchung an. Die südfallenden Kalksandsteine erscheinen dagegen als einheitlich aufgeschoben. Es liegt also auch an der Sitter der Gegensatz zwischen gefalteter und aufgeschobener Molasse vor. Die Überschiebungsfläche ist zwar nirgends einwandfrei aufgeschlossen, lässt sich aber im Gelände deutlich verfolgen; ihre Unterlage ist zudem durch eine Reihe von im Streichen und Fallen gestörten Schichtkomplexen gekennzeichnet.

Die Antiklinale ist zweifellos ursprünglich aus einem Gewölbe hervorgegangen, dessen Kern die stampischen Kalksandsteine mit vorwiegend gelben und grauen Mergeln bilden. Durch Scheitelbruch entwickelte sich die Überschiebung, nicht Stampien auf Aquitan, wie BAUMBERGER angenommen hatte, sondern Stampien auf Stampien.

Die südfallende bunte Gäbrisnagelfluh kann entsprechend A. LUDWIGS Ansicht sehr wohl das stratigraphische Äquivalent des granitischen Sandsteins im Nordflügel der Antiklinale darstellen. Ob auch die Grenze zwischen den stampischen und aquitanen gefalteten Kernschichten eine tektonische Störungslinie darstellt, ist eine offene Frage.

Mit besonderer Bestimmtheit lehnte A. LUDWIG die Umdeutung der Synklinale im Zuge Altstätten-Urnäsch in eine Überschiebung ab (so noch im Geol. Führer der Schweiz). Der Referent konnte in der Tat die synklinale Umbiegung der südlichsten Nagelfluhbänke der Gäbriszone an mehreren Stellen bestätigen. Ihre tektonische und morphologische Bedeutung ist jedoch gering im Vergleich zu der unmittelbar südlich anschliessenden, einwandfrei sichtbaren Aufschiebung, die besonders am Kaubach eindrucksvoll aufgeschlossen ist. Die tektonische Beanspruchung äussert sich dort auch durch ein ungewöhnliches Mass von Quetschung der Nagelfluhgerölle. Südlich der Aufschiebungslinie folgen am Kaubach Bänke von ziemlich kleinergerölliger Kalknagelfluh, deren Ableitung von der Basis der Kronberg-Gäbrisschichten nur mit Hilfe einer kräftigen Aufschiebung möglich ist.

So bestätigt sich also auch für die appenzellische Molasse die Gültigkeit der Regel, dass das Hauptmotiv der Tektonik im Decken- bzw. Schuppenbau liegt, während die Faltung mehr untergeordnete Züge im Bau des Gebietes bestimmt.

12. — H. HAUS (Basel): **Beziehungen zwischen Molasse und Alpenrand im Abschnitt Entlebuch-Thunersee.** Mit 2 Textfiguren.

Die in den verflossenen Jahren ausgeführten geologischen Aufnahmen von Siegfriedblatt 385bis Schangnau boten mir Gelegenheit, die Stratigraphie und den Bau der subalpinen Molasse des obersten Emmentales eingehend kennen zu lernen und namentlich auch die Beziehungen der verschiedenen Molassezonen unter sich und zum subalpinen Flysch bis in alle Einzelheiten zu verfolgen.

Dabei liessen sich innerhalb des subalpinen Molassestreifens von S nach N unterscheiden (s. Fig. 2, S. 513):

1. Hilfern-Schuppe, als südlichste, nur aus älterem Stampien bestehende Molassezone;
2. Bäuchlen-Honegg-Schuppe, die Hauptüberschiebungsmasse bildend; sie beginnt mit unterstampischen Melettaschichten und reicht bis ins jüngere Stampien hinauf;
3. Schangnau-Schuppe, als nördlichste, nur aus jüngerem Stampien gebildete Molassezone.

Die Hilfern-Schuppe ist nur im NE des Kartengebietes von Schangnau vorhanden. Vom Bumbach an nach SW fehlt sie, und daher stösst hier der subalpine Flysch direkt an die Honeggserie.

Eine weitere tektonische Eigentümlichkeit der subalpinen Molasse auf Blatt Schangnau ist sodann das südwestlich von Marbach sich vollziehende Untertauchen und Verlorengeden der Aquitanzone. Als Folge davon tritt im N und SW von Schangnau die Schangnau-Schuppe in direkten Kontakt mit der mittelländischen Molasse, deren Südrand die schon früher beschriebenen alten Erosionserscheinungen aufweist (Lit. 6). Ähnliche alte Erosion liess sich auch am Südrand der Bäuchlen-Honegg-Serie feststellen, wo diese der Hilfern-Schuppe, bzw. dem subalpinen Flysch vorgelagert ist (s. Fig. 2).

Die zuletzt erwähnten Befunde auf Blatt Schangnau veranlassten mich, die Beziehungen zwischen Molasse und Flysch sowohl nach NE (Schrattenfluh-Hilfern-Spirberg) als nach SW (Sigriswilergrat-Raligen) näher zu verfolgen. Es ergaben sich hierbei mancherlei neue Feststellungen und Deutungen, die den Gegenstand der nachfolgenden Mitteilung bilden sollen.

Molasse des Spirbergs und Alpenrand bei Flühli.

Verfolgt man von Bumbach im oberen Emmental den Verlauf der Flysch-Molasse-Grenze nach NE, so zeigt nordöstlich des Hilfernpasses die unterstampische Hilfernzone eine auffällige Verbreiterung. Sie bildet hier westlich ob Flühli den etwas isoliert stehenden Spirberg (vgl. Geolog. Dufourblatt XIII und Lit. 10). Von diesem Berg streicht die aus einem Wechsel gutgeschichteter fester Sandsteine (Horwer Platten) und grauen Schiefermergeln bestehende ca. 1400 m mächtige unterstampische Schichtfolge nördlich Flühli über die Waldemme, von wo aus ihr weiterer Verlauf nach NE von H. FRÖHLICHER beschrieben wurde (Lit. 4, S. 28). FRÖHLICHER hat im Steinibach, wenig östlich der Waldemme, in dem basalen Teil dieser Hilfernzone *Amphisile* und *Meletta* gefunden, wonach die unterstampischen Mergelschiefer kurzweg als Melettaschiefer bezeichnet werden.

Schon die Kartierung F. J. KAUFMANN'S auf Dufourblatt XIII, besonders aber die Darstellung R. SCHIDERS auf Spez. Karte 76a (Lit. 10) lassen erkennen, dass südlich des Spirbergs eine winkelige Abknickung der Molassesüdgrenze stattfindet. Bewirkt wird diese dadurch, dass die im NE von Flühli so regelmässig vorhandene Hilfernzone plötzlich quer abgeschnitten ist, und der Spirberg, statt sich im Streichen weiter fortzusetzen, nach S und SW unmittelbar an subalpinen Flysch stösst.

Nun zeigt sich aber weiterhin, dass längs der Linie Thorbach-Finsterwald (s. Fig. 1), an welcher sich im W von Flühli die Hilfernzone so rasch verschmälert, die an den Flysch grenzenden Molasseschichten völlig diskordant sind zum Streichen der gesamten übrigen Hilfernzone. Die Schichten des nördlichen Spirbergs streichen im allgemeinen NE-SW mit einem Einfallen von 45—50° gegen SE und biegen weiter westlich (im N von Ober Finsterwald) zu N-S

und NNW-SSE-Streichen um, wie das schon R. SCHIDER angegeben hat. Im südöstlichen Teil, gegen Unter Spirberg, ist das Streichen mehr SSW-NNE. Gehen wir weiter bis an den Südrand des Berges, so finden wir im WSW von Flühli Molasseschichten, welche ausschliesslich W-E streichen und steil, bisweilen senkrecht stehen, sich also vollständig anders verhalten als die ganze übrige Serie. Meine Begehungen ergaben, dass sich dieses südlichste nur ca. 100—150 m

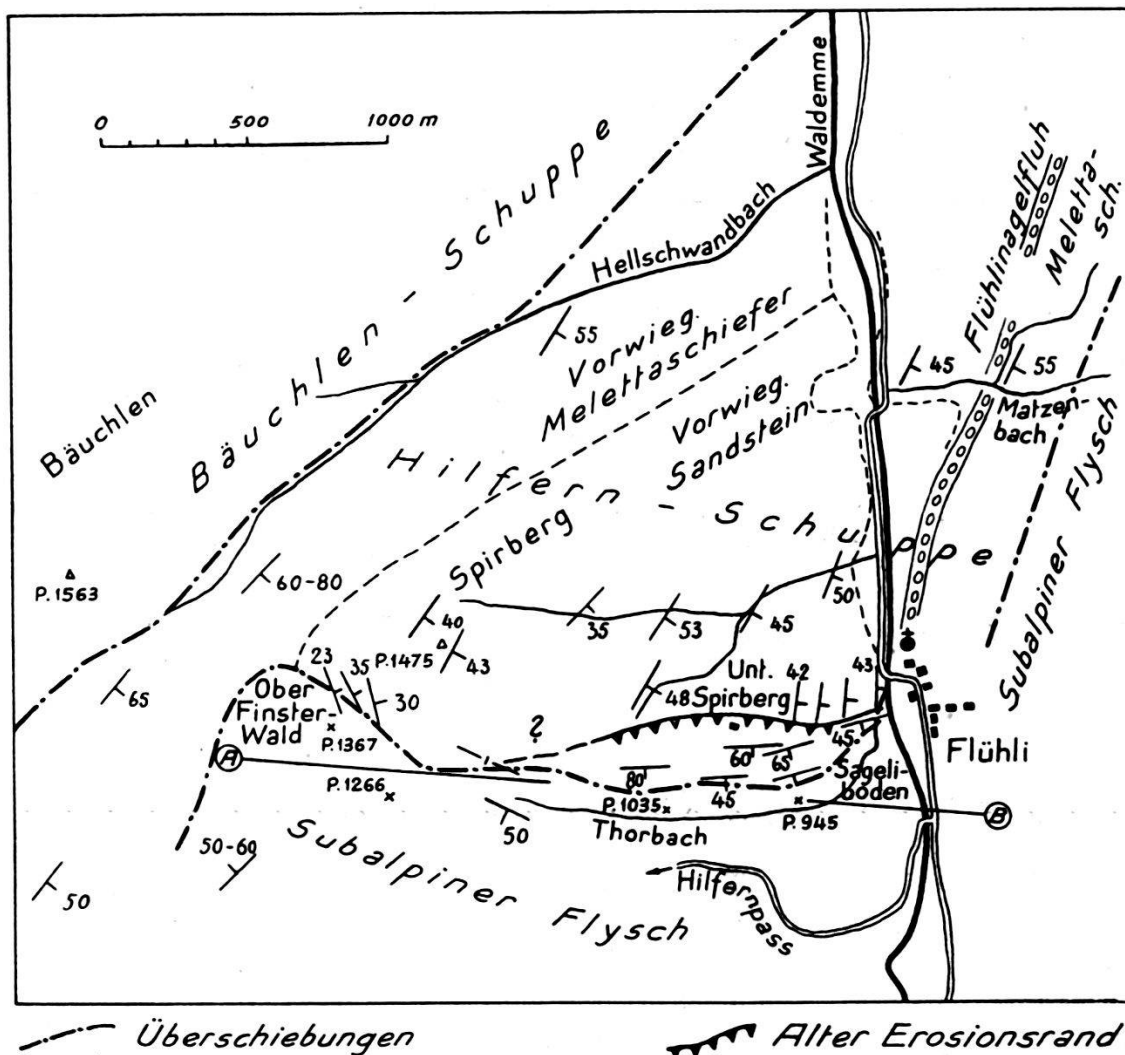


Fig. 1. Tektonische Skizze des Spirbergs bei Flühli.

mächtige Schichtpaket quer vor die Schichten des unteren Spirbergs legt; ich fasse deshalb diesen südlichsten Streifen als eine selbständige tektonische Einheit auf. Sie besteht aus groben, konglomeratischen Sandsteinen und wenig Melettaschiefern, streicht parallel zum subalpinen Flysch und keilt — soweit dies die Aufschlüsse zu beurteilen erlauben — nach W bald aus (s. Fig. 1).

Die Erklärung der Spirbergtektonik möchte ich in folgender Annahme suchen:

Das scharfe Aufhören der nördlichen Spirbergmasse gegen SW dürfte in Analogie zu anderen ähnlichen Erscheinungen an der Molassesüdgrenze auf alte Erosion zurückzuführen sein. Dabei wären schätzungsweise 1200—1400 m Schichtserie der Hilfernzonen durch alte Erosion entfernt worden. Nur die Basisschichten, zumeist Mellettaschiefer, setzen sich gegen SW in einem äusserst schmalen Streifen gegen den Hilfernpass fort.

An den Erosionsrand aber, der die Schichten nahezu senkrecht zu ihrem Streichen abschneidet, wurde von S ein schmaler Molassekomplex angedrückt. Er ist wohl herzuleiten aus einem ehemals südlicheren (und stratigraphisch höheren) Teil der Hilfernschuppe. Vielleicht selbst Erosionsrelikt, wurde er vom Flysch, der bei der Überschiebung in die bestehende Erosionsnische vordrang, erfasst, aus seiner früher wahrscheinlich NE-SW-Streichrichtung abgedreht und quergestellt. Auf diese Weise entstand die auffallende tektonische Diskordanz der Molasseschichten am Südfuss des Spirbergs. Die kleine Schubmasse besitzt also mit den Schichten des Berges keinen direkten Zusammenhang, sondern ist erst durch die oben angedeuteten Vorgänge vor deren erodierte Schichtköpfe geraten.

Die Untersuchungen am Spirberg führten auch zu einer genaueren Festlegung der Molasse-Flyschgrenze. Sie verläuft, wie Fig. 1 zeigt, vom Sageliboden an der Waldemme immer etwa 120 m nördlicher als eine Linie, welche die topographischen Punkte 945, 1035, 1266 und 1367 (Ober Finsterwald) verbindet. Auf der Karte von R. SCHIDER kommt dieser Verlauf nicht entsprechend zum Ausdruck, da vereinzelt wichtige Flyschaufschlüsse offenbar übersehen oder z. T. irrtümlich noch als Molasse kartiert worden sind.

Der Flysch reicht somit auf der Linie A—B der Fig. 1 sicher bis P. 1367 hinauf, immer vor den Hilfernschichten des Spirbergs liegend. Diese Grenzlinie A—B, die wir Spirberglinie nennen wollen, zeigt im grossen ganzen WNW-ESE-Richtung. Verlängern wir sie nach SE gegen die Alpenrandkette, so zeigt sich die bemerkenswerte Tatsache, dass sie fast genau mit dem die Schwändeliflugh nach S abschneidenden Kragenbruch zusammenfällt. Mit diesem Bruch, der im E noch auf eine kurze Strecke von dem Schleppungspaket des Kragenflühli begleitet wird, setzt die breite Lücke ein, welche Schwändeliflugh und Schrattenflugh voneinander trennt (s. Fig. 2, S. 513).

Dass Spirberglinie und Kragenbruch in ein und derselben Geraden liegen, deutet nun wohl ohne weiteres auf einen bestimmten ursächlichen Zusammenhang. Wir dürfen annehmen, dass beim NW-Schub der Alpenrandkette die Schwändeliflugh im N in der breiten Hilfernzonen von Flühli einen gleichmässigen Widerstand fand. Mit dem auf alte Erosion zurückzuführenden Schmälerwerden dieser Zone am Spirberg fehlte weiter im SW dieses Widerlager. Es kam zur vollständigen ZerreiSSung der Randkette unter Bildung der breiten Lücke

im S von Flühli, in welche der Flysch der Schlierenmasse bis zur Berührung mit dem subalpinen Flysch vorgeschoben wurde. Wir hätten also eine ähnliche Anpassung der Kreidekette an den durch alte Erosion gegliederten Südrand der südlichsten Molassezone (in unserem Falle der Hilferzone), wie dies kürzlich von A. BUXTORF für Pilatus-Lopperberg beschrieben worden ist (Lit. 2, S. 295). Während aber zwischen Lopperberg und Pilatus nur ein Streckungsbruch vorliegt, kam es bei Flühli in der Alpenrandkette zur vollständigen Längszerreissung im Sinne von ARNOLD HEIM.

Dass gewisse Zusammenhänge zwischen dem Bau der Randkette und der Beschaffenheit der Hilferzone am Spirberg bestehen könnten, nahm schon R. SCHIDER an, allein er glaubte für das Schmälerwerden der Hilferzone nach SW tektonische Ursachen voraussetzen zu müssen.

Rallig-Schuppe und Randkette am Thunersee.

Prüfen wir nun Molasse, Flysch und Randkette im SW des Gebietes von Schangnau, so sehen wir zunächst, wie in der Richtung Thunersee die Blumen-Honegg-Schuppe sich stark verbreitert. Dies möchte ich nicht ausschliesslich auf das Vorhandensein des Nagelfluhzentrums der Blume zurückführen, sondern neige zur Annahme, dass im W des Hohgant die Molasse der Honeggserie unter spitzem Winkel gegen die Nordgrenze des subalpinen Flyschs heranstreiche, wie es schon die von KAUFMANN auf Bl. XIII angegebenen Streichrichtungen im oberen Zulgtal zum Ausdruck bringen. Dieses Verhalten könnte sehr wohl mit einer über die Schichtköpfe der Honeggserie hinweggreifenden alten Erosionsfläche in Beziehung gebracht werden. Viel deutlicher noch zeigen sich aber solche Zusammenhänge weiter im SW (s. Fig. 2).

Dass die Rallig-Schuppe, welche am See einsetzt und den Fuss des Sigriswiler-Grates begleitet, in eine Erosionsform der Nagelfluhmasse der Blume eingepasst ist, kann meines Erachtens schon der geologischen Karte von P. BECK (Lit. 1) entnommen werden. Vollends die Lagerungsverhältnisse an der berühmten Lokalität Ralligen selbst, die mir aus eigener Anschauung bekannt sind, sprechen sehr deutlich für diese Auffassung. Morphologisch herrscht vollständige Übereinstimmung mit der Steinmöslifluh im W von Schangnau. In beiden Fällen sind an eine Wand horizontalliegender massiger Nagelfluh ältere Molasseschichten angepresst. Bei Ralligen bildet diese Nagelfluh den Südrand der Blumen-Schuppe und gehört dem höheren Stampien an, beim Steinmöslifluh handelt es sich um die miocaene Nagelfluh der mittelländischen Molasse.

Auffällig ist nun, dass die Rallig-Schuppe, die dem Alter und der tektonischen Stellung nach der Hilferzone entspricht, lediglich vor dem Sigriswiler Grat entwickelt ist; dann weicht sie zurück und ver-

schwindet gerade dort, wo auch der Sigriswiler Grat mit dem Burst endet und nach NE ohne Fortsetzung in die Luft ausstreicht.

Auffallend ist ferner auch die starke Verquetschung der durch ihre exotischen Einschlüsse bekannten Flyschzone, die nach den Profilen von P. BECK (Lit. 1) unmittelbar auf die Köpfe der wahrscheinlich schon durch alte Erosion abgetragenen Ralligschichten hinaufgeschoben worden ist. Der Sigriswiler Grat selbst zeichnet sich vor anderen Teilstücken der Randkette durch eine ungewöhnlich starke tektonische Zerstückelung aus. An einem gewaltigen Längsbruch (Sichel-Rufigraben-Verwerfung) ist dieses eigenartige Teilstück schollenartig abgetrennt von der übrigen Randkette; das breite, tiefe Justistal folgt der Störungslinie. Die Vermutung ist angebracht, dass zwischen dem bestimmt umschriebenen Auftreten der Ralligschuppe und der Aufteilung der Randkette engere Beziehungen bestehen, und zwar möchte ich annehmen, dass eine am SE-Rand der Blumen-Schuppe vorhandene Erosionsnische vollständig ausgefüllt wurde durch die unterstampische Serie der Rallig-Schuppe. Im Rücken der Schuppe erfolgte die starke Verquetschung der subalpinen Flyschzone. In der von SE heranrückenden Alpenrandkette löste sich längs einer grossen, wohl durch das bestehende alte Erosionsrelief bedingten Störungslinie, ein der Ralligschuppe entsprechend langes Gratstück ab: der spätere Sigriswiler Grat; dieser wurde in die Höhe gepresst und erfuhr eine intensive, mit Brüchen verknüpfte Faltung.

Allgemeine Bemerkungen über Erosionserscheinungen in der Alpenrandmolasse.

Zum Schlusse mag es von Interesse sein, eine kurze Zusammenstellung der bis heute in der Molasse am schweizerischen Alpenrand erkannten und vermuteten Erosionserscheinungen zu geben.

Die oben geschilderten Verhältnisse am Spirberg (und event. die am Südrande der Rallig-Schuppe) führen uns zu dem Ergebnis, dass auch in der ältesten am Alpenrand auftretenden Molasseserie, nämlich in den unterstampischen Hilferschichten, alte Erosionserscheinungen nicht fehlen. Ob diese älteste Zone auch anderwärts ähnliche Unregelmässigkeiten des Südrandes zeigt, ist heute noch nicht näher bekannt, dürfte aber sehr wahrscheinlich sein. Ich nenne im Hinblick darauf den Gurnigel (Lit. 5), die Gegend des Hirzli (Lit. 9) und diejenige von Appenzell-Weissbad. In den etwas jüngeren Molasseserien (Chattien) vom Typus Honegg-Bäuchlen, Rigi, Speer usw. sind die Beispiele alter Erosion zahlreich und sehr gut ausgeprägt. ARNOLD HEIM hat sie zuerst im Mattstockgebiet gefunden und schon 1907 ihre weite Verbreitung an anderen Stellen des schweizerischen Alpenrandes erkannt. Sie bedingen häufig Unregelmässigkeiten im Bau und im Verlauf der subalpinen Flyschzone und der südlich daran anstossenden Alpenrandketten.

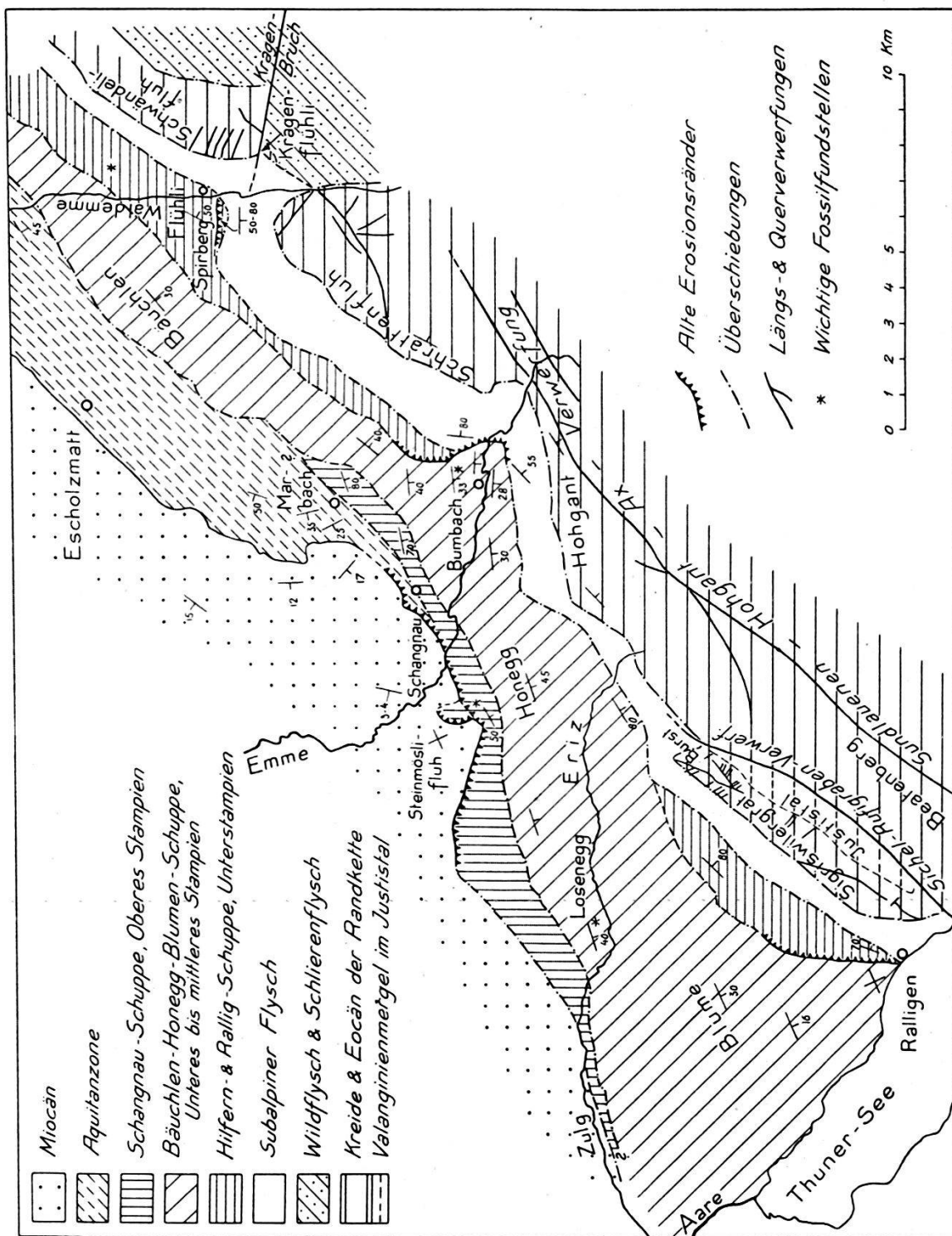


Fig. 2. Tektonische Übersicht der Gegend zwischen Thunersee und Waldemme.

In der Aquitanzone ist ein direkter Nachweis noch nicht möglich gewesen; doch ist die Annahme, dass auch hier alte Erosion von Bedeutung sein könnte, schon wiederholt ausgesprochen worden (Lit. 2, S. 298; 6, S. 672).

Dagegen treffen wir sichere alte Erosionserscheinungen am Südrand der mittelländischen miocaenen Nagelfluh (Lit. 6).

Wie wir wissen, erfolgt von der ältesten Molasse gegen unten ein normaler Übergang in den autochthonen Flysch (Val d'Iliez). Es bleibt deshalb zu prüfen, ob und wieweit wir die Wirkungen der anscheinend überall in der Molasse erkennbaren alten Erosion auch nach S in die Flyschgebiete verfolgen können. Ohne der Frage näher nachzugehen, sei daran erinnert, dass A. BUXTORF 1907 (Lit. 3) in einem Profil der Axenkette eine allerdings mit Fragezeichen versehene „alte Erosionsfläche“ am Nordrand des Schächentaler Flysches andeutet. ARNOLD HEIM hat später diesen Gedanken aufgegriffen und etwas weiter verfolgt (Lit. 7, S. 349).

Wir dürfen sonach von der Vorstellung ausgehen, dass die Alpenüberschiebung im N des Aarmassivs ein wahrscheinlich schwach gefaltetes, durch alte Erosion gegliedertes Molasse-Vorland antraf, das in der Folge zu Schuppen aufgestaut wurde. Dabei haben Molasseschuppen und Alpenrand, während ihres gemeinsamen Vorrückens, die im Vorausgehenden geschilderten An- und Einpassungen an bestehende, teils sehr verschieden tief greifende Erosionsformen erfahren. Zu ähnlichen Ansichten gelangt A. BUXTORF in seinen Ausführungen über das Verhältnis der Axendecke zur Pilatus-Kreide (Lit. 2, S. 296).

Es kann wohl kaum einem Zweifel unterliegen, dass die alte Erosion den Bauplan der subalpinen Molasse und denjenigen des Alpenrandes weitgehend beeinflusste und bis zu einem gewissen Grade die heute feststellbaren tektonischen Linien überhaupt erst ermöglicht hat.

Literatur.

1. BECK, P.: Geologische Karte der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 24, Spez. Karte No. 56 a, b, 1911.
2. BUXTORF, A.: Molasse und Flyschtektonik südlich Luzern und ihre Bedeutung für den Lopperberg-Querbruch. *Eclogae geol. Helv.* 29, 1936.
3. BUXTORF, A.: In C. SCHMIDT, A. BUXTORF & H. PREISWERK: Führer zu den Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Basel 1907.
4. FRÖHLICHER, H.: Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch (Kt. Luzern). Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 67, 1933.
5. GERBER, E. & P. BECK: In Geologischer Führer der Schweiz, Basel, Verlag Wepf & Co., Fasc. VIII, Fig. S. 595, Basel 1934.
6. HAUS, H.: Über alte Erosionserscheinungen am Südrand der miocaenen Nagelfluh des oberen Emmentales etc. *Eclogae geol. Helv.* 28, 1935.
7. HEIM, ALB.: Geologie der Schweiz, Bd. 2, 1921.
8. HEIM, ARN.: Zum Problem des Alpen-Molassekontaktes. *Eclogae geol. Helv.* 25, 1932.
9. OCHSNER, A.: Über die subalpine Molasse zwischen Wägital und Speer. *Eclogae geol. Helv.* 28, 1935.
10. SCHIDER, R.: Geologie der Schratzenfluh, Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 43, 1913.

13. — L. BENDEL (Luzern): **Tektonische Beobachtungen im Stampien bei Horw.**

Kein Referat eingegangen.