

56. Generalversammlung : Sonntag, den 29. September 1940

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **33 (1940)**

Heft 2

PDF erstellt am: **13.07.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

III. Bilanz per 31. Dezember 1939.

<i>Aktiven:</i>		<i>Passiven:</i>	
Wertschriften, Depot Sch. Bk-Ges.	98,500.—	Kreditoren	628.20
Sparheft Zch. Kt. Bank, 4 145.15	} 3,200.— 945.15	Unantastbares Kapital:	
Sparheft Zstr. Erspar. Kasse, Basel		1,472.60	Fonds Tobler
Depotkonto Sch. Bk. Gs. Saldo .	3,896.70	Fonds Erb	10,000.—
Sparheft Sch. Volksbank, Reservefd.	1,689.90	Schenkungen	17,100.—
Postcheckkonto	2,919.99	Lebensl. Mitglieder . .	14,600.— 101,700.—
Kasse, Bargeld	109.21	Verwendbares Kapital	8,865.10
Debitoren	149.65	Reservefonds	1,689.90
	112,883.20		112,883.20

IV. Vermögensveränderung.

Reinvermögen am 31. Dezember 1938		108,783.58
Transitorisch, Überschuss Kreditoren 31. Dezember 1938	1,837.25	
Transitorisch, Überschuss Kreditoren 31. Dezember 1939	1 497.92	
Verminderung Überschuss Kreditoren	339.33	339.33
Einnahmenüberschuss Rechnung 31. Dezember 1939		947.97
Reinvermögen am 31. Dezember 1939		110,070.88
Reinvermögen am 31. Dezember 1938		108,783.58
Vermögensvermehrung		1,287.30

Der Kassier: R. STREIFF-BECKER.

Rapport des vérificateurs des comptes. Après vérification de la comptabilité de l'exercice 1939, les contrôleurs soussignés certifient que les écritures sont conformes aux pièces justificatives qui leur ont été soumises.

Le bilan au 31 décembre 1939 résume exactement la situation à cette date; les soldes concordent avec ceux des comptes originaux.

L'existence des titres en portefeuille a été contrôlée au moyen de l'état estimatif dressé et signé le 11 janvier 1940 par l'Union de Banques Suisses à Zurich.

Le portefeuille est composé uniquement d'obligations suisses qui sont, presque toutes, des valeurs pupillaires.

En conséquence, les soussignés proposent que les comptes présentés soient adoptés et que décharge soit donnée au trésorier de sa gestion, avec remerciements.

Saint-Gall et Genève, février 1940.

Les contrôleurs:

JULES FAVRE. F. SAXER.

B. 56. Generalversammlung; Sonntag, den 29. September 1940.

Erster Teil: **Geschäftliche Sitzung.**

Leitung: JEAN TERCIER, Präsident.

Nach der Begrüssung durch den Präsidenten werden die Jahresberichte für 1938/39 und 1939/40, der Kassabericht für 1938 und 1939, die zugehörigen Berichte der Rechnungsrevisoren und die Budgets 1939 und 1940 von den ca. 20 Anwesenden genehmigt.

Der Jahresbeitrag wird wieder auf Fr. 12.— respektive auf Fr. 13.— für die im Ausland wohnenden Mitglieder festgesetzt.

An Stelle des zurücktretenden Rechnungsrevisors, Herrn Dr. J. FAVRE, wird Herr Dr. ARNOLD BERSIER, Lausanne, gewählt.

Als Präsidenten der anschliessenden wissenschaftlichen Sitzung werden gewählt: Dr. L. VONDERSCHMITT, Basel, und Prof. Dr. ARNOLD HEIM, Zürich; als Sekretär FRIEDRICH SAXER, St. Gallen.

Der Präsident: JEAN TERCIER.

Der Sekretär: HANS SUTER.

Zweiter Teil: **Wissenschaftliche Sitzung.**

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

1. — A. BUXTORF (Basel), J. KOPP (Ebikon) & L. BENDEL (Luzern): **Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse zwischen Horw und Eigenthal bei Luzern.**

Wird ausführlich erscheinen in *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 34, No. 1, 1941.

2. — ARN. HEIM (Zürich): **Lebende Diapir-Inseln in den südöstlichen Molukken.**

Die abgelegenen östlichsten Inseln des Indischen Archipels sind wenig bekannt und werden selten von Forschungsreisenden besucht. Die erste Beschreibung stammt von MARTIN 1890. ZWIERZYCKI hat 1928 im Auftrag des Mijnwezens nach VERBEEK 1908 und BROUWER 1921 eine geologische Karte mit Erläuterungen veröffentlicht, die aber teils ungenau, teils missverständlich ist. Eingehende Untersuchungen sind aber in den Jahren 1923—1925 durch FR. WEBER im Auftrag der Bataafschen Petroleum Mij. gemacht worden. Seine äusserst wertvollen Beobachtungen sind teilweise in den Arbeiten von UMBGROVE 1934/35 veröffentlicht. Aus diesen könnte man irrtümlich schliessen, dass auf den Tenimbar- und Kei-Inseln über dem Grundgebirge die ganze Serie mesozoischer Gesteine fast lückenlos verbreitet sei.

Neue Untersuchungen des Referenten im Jahr 1939 haben ergeben, dass die Fossilfunde vorwiegend von den sogenannten Tassiks stammen. Dies sind meist kreisrunde vegetationslose Lichtungen im Urwald, wo eckige Blöcke der verschiedenartigsten Sediment- und Erstarrungs-Gesteine, selten auch kleine Stücke vom kristallinen Grundgebirge, in Ton eingebettet auftreten. In dem ausgewaschenen Blockton hat FR. WEBER zahlreiche mesozoische Fossilien gefunden, wie Belemniten und Ammoniten des Jura, bearbeitet von E. STOLLEY 1929 und von J. WANNER & E. JAWORSKI 1931, und Halobien der Trias.

Es handelt sich aber dabei meines Erachtens nicht um eigentliche Schlammvulkane, wie in der Literatur angegeben, sondern um Diapire, d. h. Durchspießungen aus der Tiefe, ohne dass Gasdruck die primäre Ursache wäre. Auf den Tenimbar-Inseln sind etwa 30 grossenteils noch in Bewegung befindliche Diapire gefunden worden. Sie haben oft die Form ganz flacher Vulkane. Die Insel Keswoe, von 8 km², ist ein flach schildförmiger Diapir-Fladen, ebenso die kleineren Inseln Wolas und Kabawa.

Die Tektonik ist am besten am toten Diapir der kleinen Insel Vatvoerat im Norden von Tenimbar zu sehen, wo die Durchspießung unter Zerknitterungen am Rande klar zutage liegt.

Ähnliche Erscheinungen werden an Hand von Lichtbildern von den kleinen Kei-Inseln demonstriert, wo unter den Blöcken der Diapire die anstehend unbekanntes Tertiärstufen Eocän, Oligocän und Miocän mit den charakteristischen Grossforaminiferen (*Nummulina*=*Camerina*, *Discocyclina*, *Spiroclypeus*, *Lepidocyclina* usw.) vertreten sind.

In der Tenimbar- wie in der Kei-Gruppe ist im Zusammenhang mit dem Diapirismus auch das plötzliche Auftauchen kleiner Inseln erfolgt. Die Insel Oet auf Kei (nordwestlich Toetal) wird vom Referenten als ein Atoll auf einem alten Diapir gedeutet. Im Zentrum desselben tauchte am 26. November 1852 eine neue Insel auf (VERBEEK). Nachdem sich darauf Vegetation angesiedelt hatte, verschwand sie wieder, wurde aber von neuem beim Erdbeben vom 2. Februar 1938 aufgestossen. Zugleich erschien 15 km weiter südwestlich eine kleine neue Insel. Auch der ältere Tassik auf der Insel Liek ist noch in Bewegung. Sehr deutlich ist dort zu sehen, wie der rezente, leicht gehobene Korallenkalk vom Blockton aufgestülpt und überwältigt wurde.

Schweift nun der Blick ab von diesen sichtlich lebenden Diapiren zu den vielen Koralleninseln, so muss man sich fragen, ob nicht viele derselben einen Diapirsockel besitzen. Zweifellos gibt es im Urwald der Insel Jamdena auf Tenimbar noch zahlreiche alte Diapire, die völlig überwachsen sind und nur noch vom Geologen an Hand der herumliegenden Steine erkannt werden. So erscheint also die neogen-quartäre Erdrinde im Gebiet der bekannten orogenen Schleife im östlichen Teil des indischen Archipels siebartig durchlöchert, wobei aus Dutzenden von Durchspießungen heute noch Blockschlamm aus der Tiefe ausgequetscht wird. Dass die Neubelebung der Diapire mit Erdbeben zusammenfällt, bestätigt ihren tektonischen Ursprung.

3. — ARN. HEIM (Zürich): **Beobachtungen auf der Schweizerischen Patagonien-Expedition 1939/40.**

Siehe: Geological Observations in the Patagonian Cordillera, diese Zeitschrift, Vol. 33, 1940, p. 25.

4. — FR. VON HUENE (Tübingen): **Das Alter des Verrucano auf Grund zahlreicher Reptilfährten.**

Der Verrucano ist in der italienischen Toscana wie auch in den Alpen verbreitet. 1832 hat SAVI der Formation im Monte Pisano nach der Ruine La Verruca den Namen gegeben. Später wurden in tieferen Teilen des gleichen Gebirgsstockes permische Pflanzen gefunden. So verbreitete sich die Ansicht, der Verrucano stamme aus der Permzeit. Man fand auch in den Alpen ähnliche Konglomerate, Schiefer und Arkosen, auf die man Namen und Alter des Verrucano übertrug. Bei näherem Zusehen aber sind die steil gefalteten dunkeln Schiefer mit permischen Pflanzen im Kern des Monte Pisano nicht das Gleiche wie die flacher gelagerten bunten Schiefer, Quarzite und Konglomerate der höheren Teile des Monte Pisano, auf denen die Ruine La Verruca steht. Diese letzteren sind der eigentliche, typische Verrucano. In diesen Schichten sind in den 80er Jahren und später Fussabdrücke und Zweischaler, dann auch Seesterne gefunden worden. In diesem Jahrhundert hat u. a. namentlich Prof. A. FUCINI sich mit Beobachten

und Sammeln im Monte Pisano abgegeben und kam 1913 erstmals, ausführlicher 1915 dazu, die Zweischaler als Cyrenen vom Alter des Wealden zu bestimmen; 1926 hat ARTHABER ihm dies bestätigt. Nun sind diese Brackwasser-Muscheln aber äusserst indifferente Formen, soweit die äussere Gestalt in Betracht kommt, die sich vom Perm bis in die Kreide immer wieder in äusserst ähnlichen Gestalten finden, und die man nur mit Hilfe der Schlossbildung (die aber vom Monte Pisano nicht vorliegt) sicher klassifizieren könnte. REDINI hat 1938 mit mindestens ebenso viel Recht diese Zweischaler als untertriadisch erklärt. Die „Cyrenen“ sind FUCINI's paläontologische Hauptstütze. Dazu kommen mässig erhaltene Seesterne, die FUCINI für eine kleine Form von *Astropecten* hält, die aber in einer bei der ungenügenden Erhaltung nicht davon zu unterscheidenden Form sich auch in der unteren und mittleren Trias finden. FUCINI stützt sich ferner in seiner Beurteilung des Alters auf Einzelheiten der Lagerung, ohne jedoch die moderne Überschiebungs-Tektonik anzuerkennen. Daher müssen diese Gründe ausscheiden und paläontologische gesucht werden.

Die Fährten hatte man vernachlässigt. Sie sind aber sehr zahlreich vorhanden, wie ich bei einem ausführlichen Besuch in Prof. FUCINI's Sammlung auf dessen Einladung hin feststellen konnte. Ihm danke ich die Erlaubnis, sie zu bearbeiten. Ich habe die Fährten dort teils gezeichnet, teils in Löschblatt-Abdrücken mitgenommen, in Tübingen in Gips übertragen und jetzt eingehend studiert. Zuerst verglich ich diese vielerlei Fährten mit den Füssen und Händen der Kreidesaurier, dann mit denen des Jura, konnte aber zu keinem Ergebnis kommen. Erst als ich die Triasfauna vornahm, kam es schnell zum Stimmen mit der Keuperzeit, denn es sind Pseudosuchier oder überhaupt Thecodontier in mehreren Formen vorhanden. Diese Gruppe ist auf die Trias beschränkt. Sogar ein *Chirotherium* ist dabei. Dann ist eine einzige, aber unverkennbare Saurischier-Fährte da, nämlich ein Coelurosaurier. Diese Ordnung beginnt mit dem unteren Keuper und geht bis in die obere Kreide. Gemeinsam vorkommen können die erwähnten Formen nur im Keuper. Weiter sind Procolophoniden vorhanden; diese Cotylosaurier sterben im oberen Keuper aus, bilden also wieder eine Bestätigung für obere Trias. Auch Rhyngocephalen sind reichlich vertreten; sie existieren von der Trias an. Eine der Rhyngocephalen-Fährten stimmt weitgehend mit Fuss und Hand eines Skelettes aus dem unteren Keuper von Hannover.

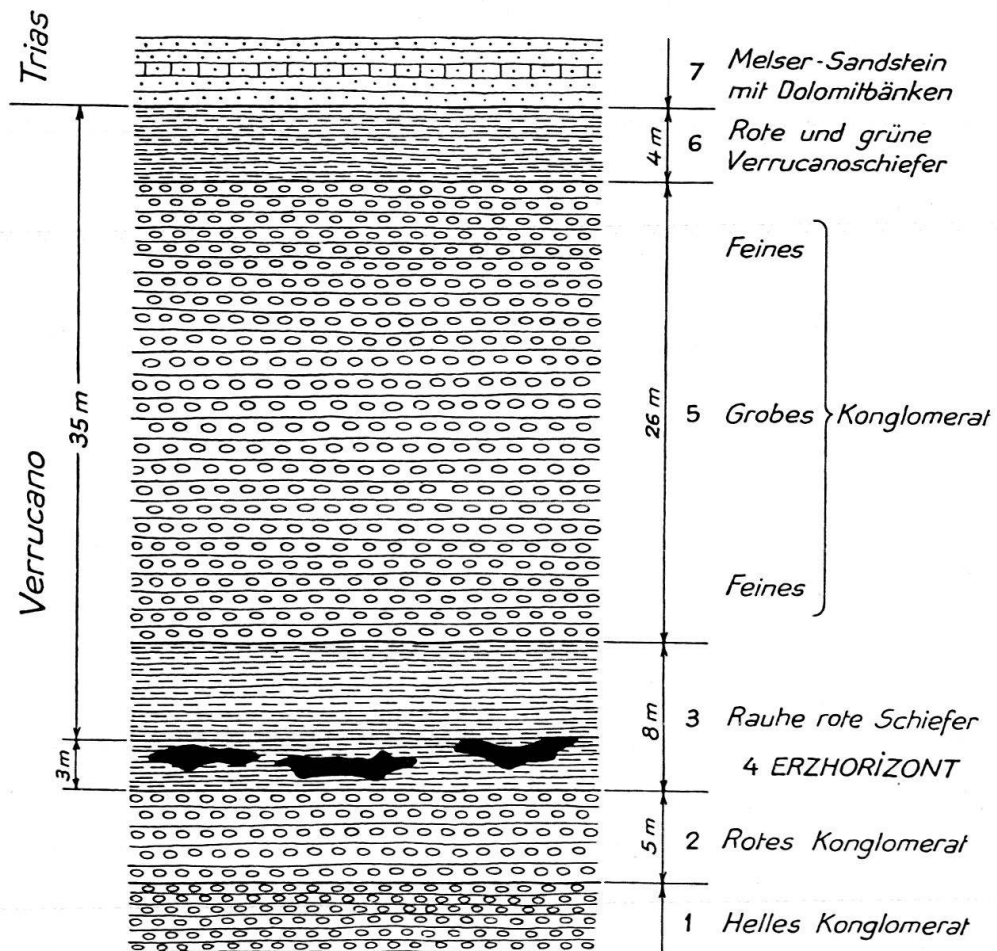
Die Bestimmung der Fährten auf Grund der Skelettkenntnis halte ich für eine ungleich zuverlässigere als die Bestimmung der Brackwassermuscheln auf Grund nur ihrer äusseren Gestalt. Somit muss ich den Verrucano der typischen Lokalität für zur Zeit des Keupers entstanden halten. Das gilt wohl auch für die ganze Toscana. Ob aber Gesteine gleicher Facies in den Alpen auch stets dieses Alter haben müssen oder anderes Alter haben können, müssen im einzelnen Fall die zuständigen Alpengeologen entscheiden. Denn mit der Entfernung von der Toscana nimmt auch die Zwangsschlüssigkeit ab. Gleiche Facies und gleiche Gesteine können selbstverständlich in den verschiedensten Formationen sich finden, nur sollte man sie bei anderem Alter nicht Verrucano nennen.

5. — EUGEN WEBER (Bern): **Eisenerzvorkommen im Verrucano westlich St. Martin bei Mels.** Mit 1 Textfig.

Bei grösseren Stollenbauten im Verrucano westlich St. Martin bei Mels sind die Mineure auf einige Linsen von Eisenerz gestossen, die vom Vortragenden geologisch untersucht wurden. (Leider kann aus militärischen Gründen die genaue Lokalität nicht angegeben werden, da es sich bei erwähnten Stollen um Festungsbauten handelt.)

Vom Pizol gegen Norden sticht der Verrucano mit rund 13° Gefälle unter die Talebene der Seez, wobei Melser-Sandstein in Wechsellagerung mit Dolomitbänken konkordant dem Verrucano aufliegt. 35 m unter dem Kontakt Verrucano-Trias befinden sich die Erzlinsen.

Die Stellung der Erzlinsen im Schichtverbande ist durch nachstehendes Profil erläutert.



Stratigraphisches Profil durch die Grenzschichten Verrucano-Trias westlich Mels.

Ca 1:500.

8 m unterhalb des Erzhorizontes besteht der Verrucano aus einem hellen, mittelgroben Konglomerat (1) ähnlich dem Melser-Sandstein. Darüber folgt bei gleich grober Körnung 5 m rotes Gestein (2), welches nach oben in einen roten körnigen Schiefer (3) übergeht. Dieser rote körnige Schiefer ist der Träger der Erzlinsen (4), die in seinen unteren 3 m angetroffen werden. Über den roten Schiefen liegt typisches Verrucanokonglomerat (5) von 26 m Mächtigkeit, dessen Komponenten gegen das Innere der Schicht an Grösse zunehmen. Grüne und rote Schiefer in Wechsellagerung (6), stellenweise noch mit kleinen Einsprenglingen versehen, bilden die Grenzschicht des Verrucano gegen die Trias. Die Trias selbst besteht aus Melser-Sandstein (Typuslokalität) in Wechsellagerung mit Dolomitbänken (7).

Erzlinzen: In drei von den vier bis zum Erzhorizont vorgetriebenen Stollen wurde das Erz angefahren. Durch diese 3 Stollen wurde der Erzhorizont über eine Fläche von 7000 m² nachgewiesen. Der nicht erzführende Stollen brachte an der vermeintlichen Schnittstelle mit der Erzschiebt lediglich gut ausgebildete Pyritkristalle in chloritischer Masse zu Tage (Handstück 157).

Die Erzlinzen liegen völlig konkordant zur gesamten Schichtung in rotem körnigem Verrucanoschiefer (3) (Handstück 156). Es besteht also kein lithologischer Unterschied zwischen Hangendem und Liegendem der Erzschiebt. Die Kontaktfläche Erzlinse-Verrucanoschiefer ist sowohl nach oben wie nach unten scharf und nirgends sind Anzeichen einer seitlichen Vertaubung festzustellen. Die Mächtigkeit der Erzlinzen schwankt zwischen 0,3 bis 0,4 m, wobei bei nahezu kreisförmigem Grundriss der Linsendurchmesser 10 m nie übersteigt. Über das weitere Vorkommen solcher Erzlinzen kann nichts Bestimmtes gesagt werden, vermutlich dürfte es sich jedoch nur um ein lokales Auftreten handeln.

Alle drei Linzen zeigen Spuren starker tektonischer Beanspruchung. Selten ist ein grösseres zusammenhängendes Erzstück zu finden. Durch zahllose Klüfte und Scherflächen sind die einzelnen Linzen in sich selbst zu meist faustgrossen Erzstücken aufgelöst worden. Umso erstaunlicher ist es, dass die rauhen roten Verrucanoschiefer in völlig ungestörter Lagerung die Erzlinzen umgeben.

Der Erzgehalt dürfte rein makroskopisch betrachtet in den drei Linzen nicht allzustark voneinander abweichen (Handstücke 158 a, b, c). Die überwiegende Masse der Erzlinzen besteht aus Roteisenstein (Hämatit). Das Gestein ist auf frischem Bruch stahlgrau bis rötlichbraun, mehr oder weniger metallisch glänzend; geht bei Oxydation in blut- bis braunrote Farbe über. Die Struktur ist unvollkommen faserig. Das spezifische Gewicht der drei Proben schwankt zwischen 4,391 und 4,922 und beträgt im Durchschnitt 4,601. Dem Roteisenstein in kleinen Mengen beigemischt findet sich auch etwas Magneteisenstein (Magnetit) als dichtes dunkeleisengraues Gestein. Spuren von Manganerz können ebenfalls festgestellt werden. Es handelt sich um den kristallinisch körnigen bräunlich-schwarzen Hausmannit (Mn₃O₄). An Kluft und Scherflächen findet sich überall Pyrit (FeS₂).

Es muss darauf hingewiesen werden, dass dieses Erz aus dem Verrucano demjenigen des kaum 2 km nördlich liegenden Gonzenerzes (Malm) sehr ähnlich ist, was auch aus untenstehender Analyse hervorgeht. Über das geologische Alter des Erzes herrscht noch vollkommene Unklarheit, zumal eine nur einigermaßen exakte Gliederung des Verrucano fehlt. An Fossilien war in den Erzlinzen nichts zu finden. Die starke tektonische Beanspruchung der einzelnen Linzen schliesst aber auch die Möglichkeit mechanischer Einschiebungen nicht aus, da wir uns hier am Nordrand der Glarner Decke befinden und eine grosse Ähnlichkeit mit dem Gonzenerz nicht von der Hand zu weisen ist.

Zum Schlusse seien noch zwei Erzanalysen auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung einander gegenüber gestellt: links die Werte des Gonzenerzes¹⁾, rechts diejenigen der Erzlinzen aus dem Verrucano. Die letztere Analyse wurde in verdankenswerter Weise von der A. G. Eisenbergwerk Gonzen für mich angefertigt.

Die erwähnten Handstücke sind in der Universität Bern deponiert.

¹⁾ Eisenerze und Manganerze der Schweiz. Beitr. z. Geol. d. Schweiz. Geotechnische Serie, Lieferung XIII, Bd. 1, 1923, p. 199.

Chemische Zusammensetzung.

	Gonzenerz	Erz aus dem Verrucano
Erzsorte:	Hämatit	Hämatit
Analyse von	10 Monatslieferungen ca. 20000 T.	Handstück Nr. 158 b
Fe	53,77%	58,64%
Mn	0,14	0,296
SiO ₂	6,85	7,75
CaO	4,40	2,82
Al ₂ O ₃	2,65	0,416
MgO	0,81	0,378
P	0,080	0,045
S	0,5807	0,491
Cu	abwesend	abwesend
Pb	abwesend	abwesend
Zn	abwesend	abwesend
CO ₂	abwesend	abwesend
Glühverlust	6,22	7,31

6. — J. CADISCH (Basel): **Einige geologische Beobachtungen in Mittelbünden.**

I. Über ein Vorkommen polygener Breccie
im „älteren Bündnerschiefer“ der Stäzerhornkette.

Das Gebirge zwischen Lenzerheide und Domleschg ist wieder in den Mittelpunkt des Interesses getreten, seit 1937 von R. STAUB (6) die Frage der Transgression des Flysches über schon weitgehend zusammengeschobene penninische Decken erneut zur Diskussion gestellt wurde. G. SCHUMACHER (5) hatte, auf Beobachtungen von P. ARBENZ fussend, den konglomeratischen „Grenzhorizont“ an der Basis des Prätigauflysches (F. ZYNDEL) weitgehend verfolgen können. Den Flysch selbst hatte TH. GLASER (3) lithologisch zu gliedern versucht. Über die basalen, älteren Schiefer aber findet man in der neueren Literatur so gut wie keine Angaben. So war es denn naheliegend, einmal eine kurze Begehung der Westhänge von Piz Danis und Piz Scalottas zu unternehmen. Unsere Beobachtungen sind folgende.

Der Unterbau der Gebirgskette wird von vorwiegend tonigen Nollaschiefern gebildet, welche von der Beverinkette hierher durchziehen und axial nach E einfallen. Diese Nollaschiefer stehen N Sils i. D. an der Strasse nach Fürstenaubruck an, sie sind an der Albula aufgeschlossen (Zollbrücke); wir finden sie besonders typisch ausgebildet an einer Felswand unmittelbar S des Dorfes Scharans. Es gehören dazu wohl auch die Gesteine des Felsbandes, welches von der Strasse Scharans–Alp Danis überquert wird. Höher, im Maiensässgebiet oberhalb Porclas, treten mehr kalkige Gesteine auf, weiterhin wieder tonige. Auf 1600 m trafen wir dann an der Strasse einen Aufschluss groborogenen Gesteins. Zunächst stellt man eine grobe Breccie mit vorwiegend dolomitischen, aber auch mit kristallinen Komponenten (grünliche und gelbliche muskovitische und serizitische Schiefer)

fest. Ihr Zement ist kieseliger Kalk mit tonigen Lagen. Einige Meter höher steht sodann Kieselkalkgestein mit feinbrecciösen Lagen an, welches deutliche Spuren gestörter Sedimentation aufweist. Die Felsart erinnert stark an Gault der Falknis-Decke, zeigt aber alle Anzeichen starker tektonischer Beanspruchung, so dass eine mikropaläontologische Vergleichung wohl ausser Betracht fällt. Auf 1620 m sind an der Strassenkehre S Obercatens in den Schiefen ebenfalls Breccienlagen festzustellen. Eine zuverlässige Messung von Streichen und Fallen kann infolge oberflächlicher Sackungen nicht vorgenommen werden.

Die Frage, welche stratigraphische und tektonische Stellung unserem Breccieniveau zukomme, ist einstweilen nicht sicher zu entscheiden. Gehen wir zur Orientierung vom Hangenden aus, so haben wir die verschiedenen Auffassungen der bisherigen Beobachter zu berücksichtigen. P. ARBENZ und TH. GLASER deuteten die vom Erstgenannten entdeckte Culmetbreccie als Basalkonglomerat des Flyschs, während G. SCHUMACHER auf eine Entscheidung, ob die Liegend- und die Hangendgrenze seines Grenzhorizontes eine tektonische oder stratigraphische sei, verzichtete. Immerhin äusserte er die Vermutung, dass der Flysch über die Breccie transgrediere. Berücksichtigen wir die neueren Ergebnisse von V. STREIFF (8) und H. JÄCKLI (4) aus den benachbarten Schamser Bergen, sowie die Altersbestimmung des Prätigauflysches durch P. ARNI (1), so müssen wir eine oder mehrere oberkretazische Flyschtransgressionen als sehr wahrscheinlich annehmen. In diesem Falle steht einer vorläufigen Zuweisung unserer Breccienlagen zur mittleren Kreide nichts entgegen. Nach der Nomenklatur von H. JÄCKLI könnte es sich bei Obercatens um Breccienhorizonte der Nollakieselschiefer handeln, die zur Schichtfolge des Tomül-Lappens der Adula-Decke gehören.

II. Zur Frage der Radiolarit-Transgression.

Die Existenz basaler Transgressionspsephite der Radiolarit-Serie (Radiolarit und bunte Schiefer) ist nach dem negierenden Urteil G. STEINMANN'S (7), der damit seine anfängliche Deutung der „Maranerbreccie“ als cenomane Transgressionsgesteine aufgab, von allen Bearbeitern bündnerischer Vorkommen bejaht worden, so auch von STEINMANN'S Schülern M. RICHTER und H. P. CORNELIUS. G. STEINMANN hatte, um seine Annahme zu beweisen, ein Anschliffbild veröffentlicht, welches zeigen sollte, dass eine Reibungsbreccie vorliege, die als Auswalzungsprodukt von Triasdolomit und Radiolarit sowie Abyssopelit (roter Schiefer) zu deuten sei. Mit dieser Auffassung konnte man sich nicht zufrieden geben, schon weil die erwähnte Photographie ein Gestein mit lauter eckigen Komponenten zeigte, das wohl Anzeichen nachträglicher tektonischer Beanspruchung (calciterfüllte Risse), aber keine Spuren einer Entstehung durch Mylonitisierung erkennen liess. So war es denn erwünscht, noch weitere Aufschlüsse von Maranerbreccie festzustellen. Ein solches Vorkommen fand sich nun 1940 300 m N der Alp Pretsch in nicht ganz anstehendem Terrain. Verschiedene Gesteinsblöcke liessen hier sicher erkennen, wie mehr oder weniger eckige Dolomitbrocken in einen Zement von Radiolarit und Radiolaritschiefern eingebettet sind. Von einer Mylonitisierung, d. h. Auswalzung des Gesteins kann nicht die Rede sein.

In diesem Zusammenhange darf auch das Vorkommen radiolaritführender Breccien bei Wallbrunnen in der Weissfluhgruppe (W Davos) nochmals Erwähnung finden. Eine Besichtigung in diesem Jahre ergab das Vorhandensein radiolarienführender Komponenten in groben und feinen Breccien, die über den Aptychenkalken und roten Hornsteinen auftreten und die dem Alter nach den ältesten Saluverbreccien des Errgebietes entsprechen dürften. Hier handelt es sich ebenfalls

um ein typisches Sedimentgestein, das aber nicht an der Basis, sondern im Hangenden der Radiolaritserie auftritt. Die ausserordentlich starke Beeinflussung der Sedimentation durch orogene Vorgänge überdauerte somit die ganze Zeit der Ablagerung unserer Radiolaritserie.

III. Zur Altersbestimmung der Ophiolithe Mittelbündens.

Der Frage nach dem Alter der Grüngesteine Mittelbündens ist seit Jahrzehnten immer wieder grösste Aufmerksamkeit geschenkt worden. Ältere Datierungen sind heute als hinfällig zu betrachten, da sie auf falschen stratigraphischen und tektonischen Voraussetzungen beruhten (oligocänes Alter der Bündnerschiefer, Autochthonie des Gebirges usw.). Spätere Untersuchungen (2) im Bereiche der Aroser Schuppenzone ergaben, dass erstens die Ophiolithe konkordant oder annähernd konkordant den Sedimenten eingelagert sind, und zweitens, dass Primärkontakte an allen Schichtgliedern bis und mit den wahrscheinlich oberkretazischen Saluergesteinen vorliegen. So durfte auf kretazisches Alter der Ophiolithe geschlossen werden. Als ein Mangel der Beweisführung konnte für die mittelbündnerischen Vorkommen das Fehlen typischer Kontaktmineralien betrachtet werden, wenn auch die vollständige Durchdringung von Kalken und Radiolariten an Konkordanz-Kontakten kaum Zweifel aufkommen liess. So war es denn immerhin von Interesse, in der Umgebung (600 m NE) der Alp Pretsch bei Arosa einen Diabasgang festzustellen, welcher die ziemlich flach gelagerten Radiolarit-schiefer quer durchbricht. Diese Schiefer bilden eine kleine Antiklinale, welche in Richtung N 102° E mit 4° einfällt. Sie wurden durch das eindringende basische Magma auf beiden Seiten des Ganges etwas hochgeschleppt (Flexur). Der Gang streicht N 140° und fällt 70° gegen NE; seine Mächtigkeit beträgt im Mittel 1 m.

Durch diese Beobachtung ist somit ein untrüglicher Beweis für die Annahme erbracht, dass die Ophiolithe von Arosa jünger sind als die Radiolarite, welche oberen Jura oder untere Kreide repräsentieren. Berücksichtigen wir auch die Konkordanz-Primärkontakte an Saluergesteinen des Weissfluhgebietes, so kann das kretazische Alter der Ophiolithe mit ziemlicher Sicherheit, ein oberkretazisches als wahrscheinlich angenommen werden.

Zitierte Literatur.

1. ARNI, P. Foraminiferen des Senons und Untereocäns im Prätigauflsch. Beitr. geol. K. d. Schweiz, N. F. 65, 1933.
2. CADISCH, J. Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). Beitr. geol. K. d. Schweiz, N. F. 49, I, 1921.
3. GLASER, TH. Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide (Graubünden). In „Geologie von Mittelbünden“. Beitr. geol. K. d. Schweiz, N. F. 49, VII, 1926.
4. JÄCKLI, H., STREIFF, V. & STAUB, R. Bericht über die Exkursion der Schweiz. geolog. Ges. in das Gebiet der Schamser Decken. Eclogae geol. Helv. 31, 1938.
5. SCHUMACHER, G. Geologische Studien im Domleschg (Graubünden). Diss. Auszug im Jahrb. der Phil. Fak. II Univ. Bern, 1927.
6. STAUB, R. Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Viertelj.schr. Natf. Ges. Zürich, 82, 1937.
7. STEINMANN, G. Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geol. Rundschau, 16, 1925.
8. STREIFF, V. Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden). Diss. Universität Zürich, 1939.

7. — JOH. HÜRZELER (Basel): **Alter und Facies der Molasse am Unterlauf des Talent zwischen Oulens und Chavornay.** Mit 2 Textfiguren.

Im Frühling 1936 hat Herr Dr. W. LIECHTI im Auftrage der PETROLEUM EXPERTEN-KOMMISSION die Molasse am Unterlauf des Talent zwischen Oulens und Chavornay auf Bitumen untersucht. Bei dieser Gelegenheit sandte er von einer neuen Helicidenfundstelle am Ufer des Talent bei Oulens eine Mergelprobe zur näheren Untersuchung ins Basler Museum. Ausser den schon durch Herrn Dr. LIECHTI festgestellten Helicidenresten ergab die Schlämmung des Materials das Zahnfragment eines winzigen Nagers (*Eomys*) und die Nagelphalanx eines nicht näher bestimmbareren kleinen Säugetieres.

Dieses bescheidene Resultat lieferte zwar nicht die erhofften Anhaltspunkte für eine genauere Altersbestimmung, veranlasste mich jedoch letztes Jahr und diesen Sommer — nachdem die Feldaufnahmen der PETROLEUM EXPERTEN-KOMMISSION schon längst abgeschlossen waren — die Gegend zwischen Chavornay und Oulens meinerseits ebenfalls nach Fossilien abzusuchen. Es gelang mir dabei an den folgenden vier Punkten, Säugetierfossilien aufzusammeln:

1. Oulens, an der Strasse nach Bavois, im Wald SW „Ripetaz“; Siegfriedatlas Blatt 304 Echallens, Koord. 533700/168150.
2. Eclagnens I, „Champ Rosset“ im Bett des Talent, etwas nördlich Punkt 558.
3. Eclagnens II, „Champ Rosset“ im Abriss unter der elektrischen Überlandleitung; Siegfriedatlas Blatt 304 Echallens, K. 534750/167950.
4. Chavornay, „Bois des Vaux“, Abriss am Ufer des Talent; Siegfriedatlas Blatt 295 Chavornay, K. 534650/170700.

Dazu kommt noch die Fundstelle von Herrn Dr. W. LIECHTI:

5. Oulens, am Ufer des Talent zwischen „Longe-Epenaz“ und „Sous-Velaz“; Siegfriedatlas Blatt 304 Echallens, K. 534700/167070.

Die Säugetierfossilien finden sich vor allem in den grobsandigen, mit Tongallen durchsetzten Bachabsätzen, die sich auch durch reichlich eingestreute schlecht erhaltene Molluskenreste (*Unio*, Heliciden, *Limnaea*, *Planorbis*) auszeichnen, ferner in den dunklen Mergeln mit relativ gut erhaltenen Mollusken.

An den obenerwähnten Fundpunkten konnten die folgenden Säugetierformen nachgewiesen werden:

- | | |
|--|------------------------------|
| 1. Insectivor indet. | 6. Caenotheriide indet. |
| 2. <i>Issiodoromys quercyi</i> SCHLOSSER | 7. Suide indet. |
| 3. <i>Archaeomys</i> spec. | 8. <i>Bachitherium</i> spec. |
| 4. <i>Heterocricetodon</i> spec. | 9. Rhinocerotide indet. |
| 5. <i>Eomys</i> spec. | |

Gut belegt sind *Issiodoromys quercyi* SCHLOSSER (mehrere Einzelzähne), *Archaeomys* (Einzelzähne und mehrere Kiefer), *Heterocricetodon* (ein Molar) und *Bachitherium* (drei Backenzähne). Die übrigen Formen sind bloss durch vereinzelte, schlecht erhaltene Fragmente nachgewiesen, die sich für eine sichere Bestimmung nicht eignen.

Die Vergesellschaftung des primitiven, kurzchronigen *Issiodoromys quercyi* SCHLOSSER mit einem altertümlichen *Archaeomys* neben *Heterocricetodon* und *Bachitherium*, lässt keinen Zweifel aufkommen, dass wir es mit einem tieferen Niveau des Stampien zu tun haben. Genau die selbe Formenassociation findet sich auch in der Säugetierfauna von Aarwangen-Wynau im Gebiet des Jura-

Südrandes und von Losenegg–Eriz der subalpinen Zone. Die Fundschichten am Talent gehören somit dem mittleren Stampien an.

Unter den vielen einzelnen Aufschlüssen am Unterlauf des Talent ist die Schichtfolge am Ufer des Flüsschens nördlich der Mühle von Eclagnens in faciemer Hinsicht von besonderem Interesse, da hier, nur ca. 2½ Kilometer vom Mormont entfernt, also in geringer Entfernung vom Südrand des Juragebirges, eine Schicht mit „Cyrenen“ ansteht (Siegfriedatlas Blatt 304 Echallens, K. 534860/166800). Das Profil, das dieses interessante Novum geliefert hat, ist das folgende (Fig. 1):

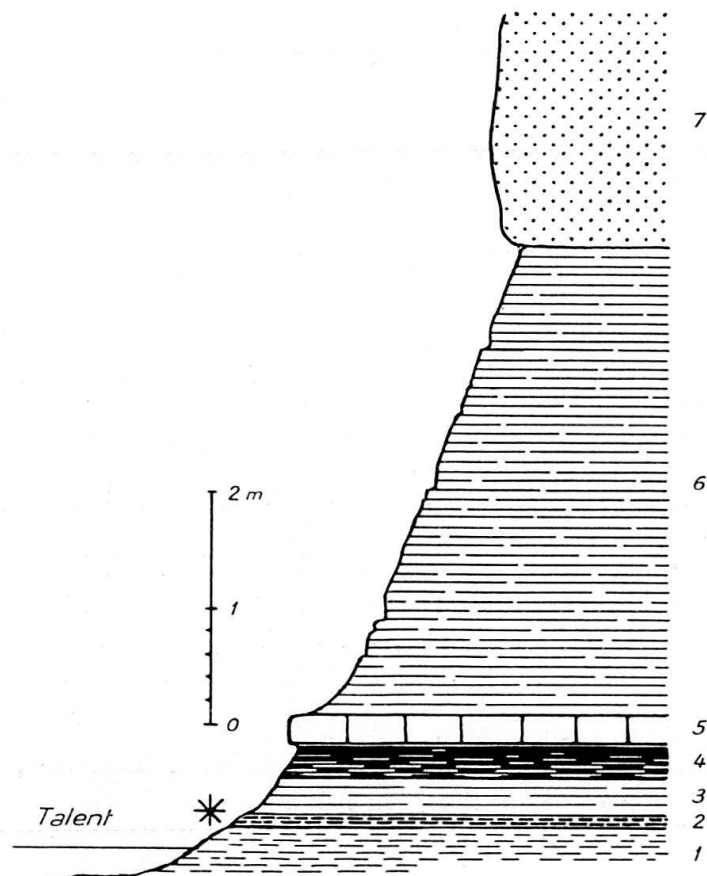


Fig. 1. Profil am Talent nördlich der Mühle von Eclagnens (Vaud).

1:80

*„Cyrenen“-Schicht, 1—7 Erklärung im Text.

Bei niedrigem Wasserstand tritt über einem hellen, dünnbankigen, mergeligen Sand (1) auf ca. 10 m Länge eine 10 cm mächtige Schicht (2) zutage, die ein eigentliches „Cyrenen“-Pflaster darstellt. Darüber folgen 30 cm helle (3) und 30 cm dunkle Mergel (4). Die letzteren sind mit Gipsadern durchzogen und weisen kleine, linsenförmige Cavernen auf, die anscheinend von ausgelaugten Gipskristallen herrühren. Ferner enthalten die dunklen Mergel z. T. sehr gut erhaltene Mollusken, (*Unio*, *Planorbis*, *Limnaea*, Heliciden) und ganz selten auch Wirbeltierreste (Otolithen von Fischen und unbestimmbare Zahnfragmente von Säugtieren). Über diesen Mergeln folgt eine 2—25 cm dicke Bank dichten Süßwasserkalkes (5) mit schlecht erhaltenen Mollusken- und Pflanzenresten. Der Süßwasserkalk seinerseits wird überlagert von ca. 4 m dünnbankigen sandigen Mergeln (6),

aus denen ich bisher noch keine Fossilien nachweisen konnte. Oben wird das Profil mit 2 + x m Knauermolasse abgeschlossen.

Bei den „Cyrenen“ von Eclagnens (vgl. Fig. 2) handelt es sich augenscheinlich wenn nicht um dieselben, so doch um ähnliche Formen, wie sie durch die Arbeiten von E. BAUMBERGER aus der subalpinen Molasse bekannt wurden. Die „Cyrenen“ vom Talent sind jedoch so schlecht erhalten, dass sie wohl nicht näher bestimmt werden können. In dem feinsandigen Sediment sind bisher nur Abdrücke zum Vorschein gekommen, die über den Schlossapparat keine Auskunft geben. Die beiden Schalenhälften finden sich nur selten im natürlichen Zusammenhang. Ist dies der Fall, so bildet das Fossil einen Hohlraum im Gestein. In weitaus den meisten Fällen ist dagegen nur der Abdruck der einen Schalenhälfte erhalten. Zwischen Innen- und Aussenabdruck derselben besteht kein oder doch nur ein ganz geringer Zwischenraum. Die Innenabdrücke zeigen denn fast durchwegs die feinen Zuwachsstreifen der Schalen-Aussenseite aufgeprägt. Es handelt sich somit um sogenannte Skulptursteinkerne. Gelegentlich sind an den Aussenabdrücken auch radial angeordnete Farbbänder zu erkennen. In Grösse und Gestalt herrscht ebenso grosse Mannigfaltigkeit wie bei den subalpinen „Cyrenen“.

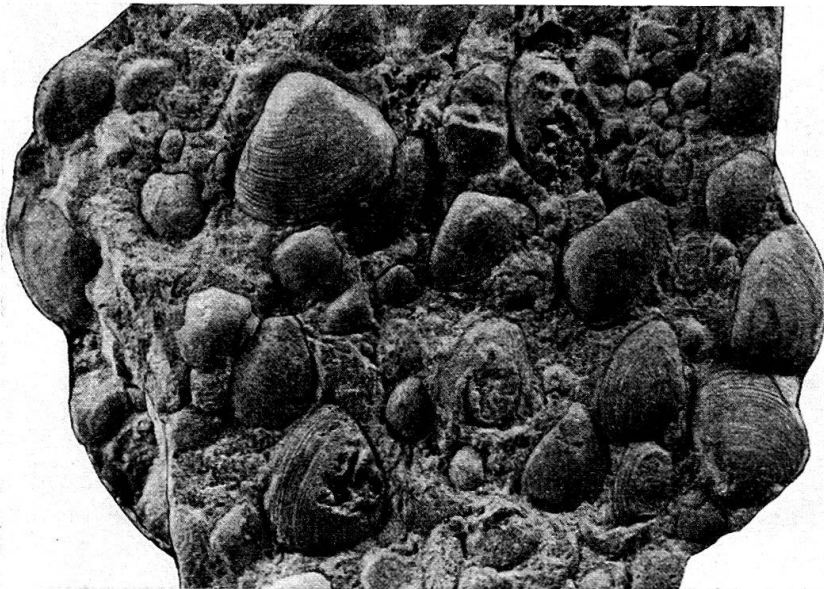


Fig. 2. „Cyrenen“ aus dem Stampien vom Talent bei Eclagnens (Vaud).

Nat. Grösse. Naturhist. Museum Basel.

Die Schalenhälften liegen fast alle mit der Wölbung nach oben, ungeordnet, kleine und grosse Exemplare durcheinander, dicht gepackt, in mehreren Schichten übereinander. Eine Einregelung nach einer bestimmten Richtung ist nicht zu erkennen. Man hat den Eindruck, dass die Tiere nicht am Orte, wo sie gelebt haben, zur Einbettung gelangten. Es handelt sich hier wohl eher um einen Spülsaum, in dem die Schalen angeschwemmt wurden, nachdem das Schlossband bereits aufgelöst war.

Neben den „Cyrenen“ finden sich wenig Überreste anderer Tiere, wie ganz vereinzelte, sehr schlecht erhaltene (?) Planorben und gelegentliche unbestimmbare Knochensplitter.

Soweit mir bekannt, sind die „Cyrenen“ von Eclagnens die ersten, die aus der Molasse vom Südrand des Juragebirges signalisiert werden. Sie bestätigen

in erwünschter Weise den Befund der Cerithien von Epautheyres südlich Yverdon und St-Sulpice am Genfer See, wonach die sogenannte „Untere Süsswassermolasse“ wenigstens teilweise brackisch ist. Auffallend ist im Profil bei der Mühle von Eclagnens der rasche Wechsel vom decidiert brackischen zum rein limnischen Regime. Es ist dies wohl auf ähnlich komplizierte, facielle Verhältnisse zurückzuführen, wie sie R. RUTSCH für das Vindobonien des bernischen Seelandes nachgewiesen hat.

Literatur.

1. BAUMBERGER, E. Über die Cyrenen der stampischen Molasse am Alpennordrand. *Eclogae geol. Helvet.* 27, 1934.
2. BAUMBERGER, E. Bivalven aus dem subalpinen Stampien des Vorarlbergs. *Eclogae geol. Helvet.* 30, 1937.
3. BERSIER, A. Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. *Memoires d. l. soc. vaud. d. sci. nat.* 6, 1938.
4. GAGNEBIN, E. Les Cyrènes de la Veveyse de Feygire. *Eclogae geol. Helvet.* 17, 1922.
5. HEIM, ARN. & HARTMANN, AD. Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, VI, 1919.
6. RUTSCH, R. Ein Fall von Einregelung bei Mollusken aus dem Vindobonien des bernischen Seelandes. *Eclogae geol. Helvet.* 29, 1936.

8. — R. A. SONDER (Oberrieden): **Über das Ausmass des alpinen Krustenzusammenschubs.**

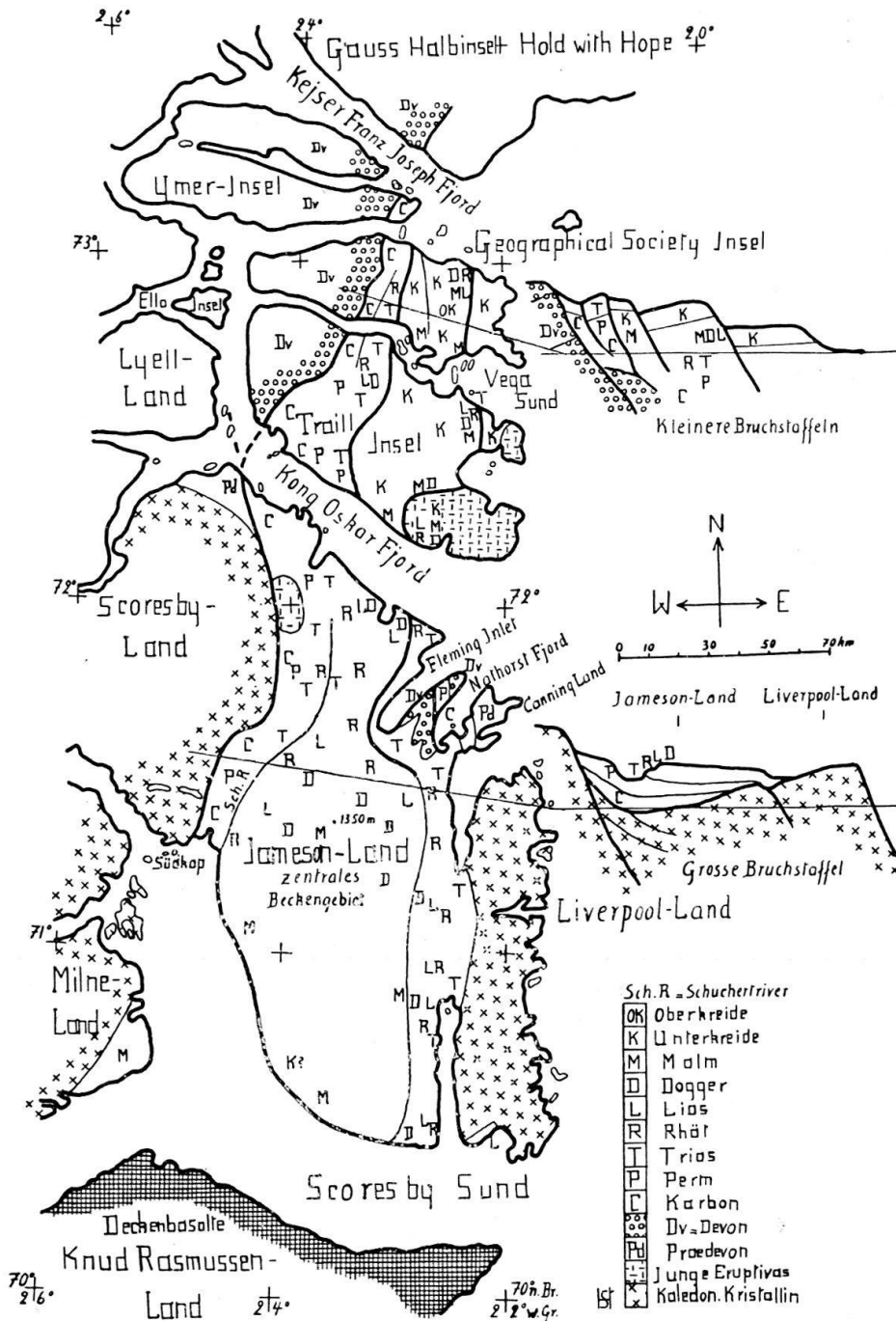
Siehe am Schluss dieses Heftes.

9. — H. STAUBER (Zürich): **Über eine Massengleitung grössten Ausmasses von Sedimenten im Alttertiär von Ostgrönland.** Mit 1 Textfigur.

Als Mitglied der Dänischen Zweijahres-Expedition nach Nordost-Grönland von 1936—1938, unter der bewährten Leitung von Dr. LAUGE KOCH, untersuchte der Verfasser das Gebiet der postdevonischen Sedimente, etwa zwischen dem 71. und 73. Breitengrade. Dem initiativen Leiter dieser und früherer Expeditionen haben wir es zu verdanken, dass gerade dieses geologisch so interessante Gebiet eingehend bearbeitet werden konnte, so dass wir heute schon einen guten Überblick geben können. Sehr dankbar bin ich auch für die vom Geodaetischen Institute Kopenhagen und von der Expedition zur Verfügung gestellten Fliegerphotos. Für die jetzige Ausarbeitung sind sie, zusammen mit den vielen selbst aufgenommenen Fliegerbildern aus dem teilweise noch nicht kartographisch aufgenommenen Südgebiete, von grösstem Wert.

Die postdevonischen Ablagerungen, bei welchen die Gleitungen erfolgten, liegen längs der ganzen Nordost-Grönlandküste in einer Senkungszone, welche südlich des Scoresbysund-Fjordes unter die mächtigen Deckenbasalte (des Alttertiärs) einsinkt. Der vom Verfasser untersuchte südliche Teil der Zone liegt zwischen dem Kejsler-Franz-Josephs-Fjord und dem Scoresbysund-Fjord und besitzt eine Länge von rund 300 km bei einer durchschnittlichen Breite von 60—80 km. Die Senke umfasst nördlich des Kong-Oskar-Fjordes die Hauptteile der beiden Inseln Traill und Geographical Society und hat ihre Westbegrenzung gegen das hochliegende Devon an einer grossen Verwerfungslinie, der postdevonischen Hauptverwerfung VISCHERS. Im Osten sinken hier die Sedimente offen ins Meer ab. Südlich des Fjordes, im Jamesonlande, liegen die Ablagerungen in einer Nord-Süd-laufenden Mulde und lagern im Osten auf der kristallinen Rumpffläche des Liverpoollandes;

westlich schliessen sie an die postdevonische Hauptverwerfung und an das Kristallin des Scoresbylandes an.



Schematische Übersichtsskizze des südlichen Teiles der postdevonischen Zone Ostgrönlands.

Clisché aus Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Jahrg. 1940, p. 175 (STAUBER, Lit. 17, 1939).

Im nördlichen Teile der Zone unterscheiden wir auf den beiden Inseln geologisch zwei Gebiete:

1. Gebiet mit fast ruhig gelagerten Sedimenten vom Karbon bis zur Kreide, welche aber lokal durch die ausgedehnten Basaltintrusionen stark gestört und auch verfrachtet wurden.
2. Gebiet an der Ostecke der Traill-Insel, das zur Hauptsache von sauren kretazisch-tertiären Magmagessteinen mit posttriadischen Sedimentschollen aufgebaut ist.

Die beidseits vom Kristallin begrenzte südliche Sedimentmulde wird zweckmässig folgendermassen eingeteilt:

- | | | |
|--|---|--|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. Ost-Beckenrandgebiet 2. West-Beckenrandgebiet | } | von wo die Sedimente im allgemeinen in das Becken einfallen und vorwiegend eine Küstenfacies zeigen, |
| <ol style="list-style-type: none"> 3. Zentrales südliches Beckengebiet mit meist horizontaler Schichtlagerung und relativer Tiefenfacies (Zentrales Jamesonland), 4. Nordöstliches kompliziertes Fjordgebiet zwischen dem Fleming-Inlet- und dem Karlsbergfjord, 5. Kretazisch-Tertiäres Eruptivgebiet an der Hauptverwerfung im Scoresbylande mit etwa den gleichen Eruptiva wie auf der Traill-Insel. | | |

Der tektonische Bautypus der Nordost-Grönlandküste zeigt sich im Postdevon nach den Aufnahmen von A. VISCHER in der nördlichen Senkungszone als ausgeprägte antithetische Schollentreppe mit Westneigung der Stufen. Durch die Hebungstendenz des westlichen Festlandssockels entstehen randliche Krustenzerrungen, was sich in einer Bruchschollenstruktur zeigt. Längs zwei grossen solchen etwa parallelen Verwerfungen wurden die Sedimente durch die Bewegungen und West-Kippung teilweise flexurartig mitgeschleppt, so dass sie, wie z. B. im breiten südlichen Troge zwischen den Schollenkanten des Scoresbylandes und Liverpoollandes, synklynalartigen Charakter annehmen.

Kurze geologische Geschichte des postdevonischen Senkungstrog (südlich von 73 Grad nördlicher Breite).

Nördlich des Kong-Oskar-Fjordes bis ca. zum 74. Grad nördlicher Breite bestand im Devon eine tiefe buchtartige Senke, welche teilweise von mächtigen Devon-Karbon-Molassebildungen aufgefüllt wurde. Letzte kaledonische Bewegungen im kontinentalen Karbon, welches bis über 1500 m Mächtigkeit aufweist, verursachten schon damals ein flexurartiges Absenken des östlich der Hauptverwerfung gelegenen Gebietes. Auf ein starkes Relief transgredierte dann das 100—200 m mächtige Perm. Grosse Verbreitung und Mächtigkeit von 500 bis über 1600 m hat die teils marine und teils kontinentale Trias, wonach wieder eine Hebungszeit im Troge mit 200 bis 600 m mächtigen kontinentalen Rhät-Lias-Sandsteinen folgte. Eine neue Senkungsperiode begann darauf im mittleren Lias mit bis ca. 1000 m mächtigen marinen Juraablagerungen, welche Senkung im nördlichen und auch südlichen Beckenteile in der Kreidezeit weiter andauerte, wo sich noch ca. 200—400 m vorwiegend sandige Tonschiefer absetzten. Die grössten Sedimentmächtigkeiten liegen im westlichen Randgebiete längs der Hauptverwerfung. W. BIERTHER stellte z. B. im Scoresbylande eine totale Schichtmächtigkeit vom Karbon bis zum Mitteljura von rund 5000 m fest, was zeigt, wie stark sich das sehr labile Gebiet bis in die Kreidezeit senkte. Bis dahin erfuhren diese Sedimente keine Orogenese, sondern erlitten nur noch jüngere Bruchbildungen und nach West geneigte Schollenverstellungen. Dann aber versuchten um die Kreide-Tertiär-Wende längs der Hauptverwerfung, besonders an der labilen Randzone im Scoresbylande, basische und saure Magmen aufzustossen,

und das ganze Randgebiet wurde ca. 1000 bis über 1500 m gehoben. Fast gleichzeitig erfolgten von der hochliegenden Haupt- und anderen etwa parallellaufenden Störungszonen und von Gängen aus längs dem ganzen Becken dünnflüssige, weitreichende und ergiebige Basaltintrusionen, z. T. abwärts in die Senke zwischen die Sedimentschichten hinein.

Die weiten Basaltintrusionen zwischen die Schichtfugen der vom Devon bis in die Kreide reichenden Sedimente, längs dem westlichen Beckenabhänge, verursachten Gleitbewegungen von gewaltigen Sedimentpaketen in das Becken hinunter, indem diese auf den noch lange unter der Schichtdecke halb flüssigen Basalten leicht ihren Halt verloren und wie auf einer Ölschicht abgleiten konnten. Ca. 200 bis über 1000 m mächtige Schichtserien liegen heute nicht mehr an ihrem ursprünglichen Platze, sondern sind wie ein Schneebrett etwa 10 km evtl., sogar bis 50 km weit in das Becken hinunter geglitten. Hier ist die Gleitdecke abgeschert worden und teilweise über die jüngsten Schichten hinweggefahren, so dass sich die Schichtserien mit ähnlicher Facies repetieren. Diese Massengleitungen erfolgten im Becken als verschiedene eigene Schollen, welche sich in mannigfachem Bilde zeigen. Der komplexe Vorgang mit lokal noch nicht abgeklärten Komplikationen wird in einer Spezialarbeit eingehend dargelegt werden. Eine erste Mitteilung darüber wurde im vorläufigen Bericht 1940 gegeben (Lit. 18).

Neben den zahlreichen bis 100 m mächtigen Basalt-Flachintrusionen, Lagergängen oder Sills, durchziehen viele Steilgänge teilweise als Basaltfördergänge das Becken, oft 50—60 km weit verfolgbar; ferner drangen in den Eruptivgebieten auch saure Magmen und ein Syenit empor und intrudierten in die nähere Umgebung. In den Devon- bis Perm-Schichten vermochten die Basaltintrusionen noch nicht so weit vorzudringen wie diejenigen in der oberen Trias, im Rhät und der Kreide. Hier drangen die Basalte sehr weit und mächtig in die Senke hinein, da der Basaltsteigdruck im Randgebiet schon gut die Sedimentdecke zu heben vermochte, so dass hauptsächlich auf diesen Lagergängen die Massengleitungen etwa in der Art und Geschwindigkeit einer Gletscherbewegung erfolgten. Später fanden im Gebiete nur noch einige Verstellungen an Verwerfungen, einschliesslich der Basaltgänge im Becken, statt.

Beobachtungen über den Gleitdeckenbau.

Anfänglich achtete ich wenig auf die oft feinen eigenartigen Störungen, wie z. B. unter den Gleitdecken, und deutete sie teilweise als lokale subaquatische Rutschungen. Als sich aber die gleichen Beobachtungen auffälliger und zusammenhängend im südlichen Troge bis 80 km weit verfolgen liessen, ging ich systematisch denselben nach und erkannte auch bald ihre Beziehung zu den Basalten. Neben der primär-tektonischen Gebietshebung war es dieses bewegliche Element, welches die geologische Geschichte beeinflusste. Die natürlichen gegebenen Erklärungen über die Gleitvorgänge möchte ich mit den folgenden wichtigsten Beobachtungen und Überlegungen begründen:

1. Flächenhaft zeigen sich überall unter den Gleitdecken typische Gleitflächen, besonders in Mergel-, Schiefer- und Gipsschichten, so hauptsächlich unter der Mergelserie des (?) Keupers (Kap Biot Formation KOCHS) als Schichtlagen mit Verfaltungen, Quetschungen, Spiegelbrekzien und Druckkegel (Tütenmergel) im Mergel, ferner als sog. Puddingstein (eine meist feine, brekzien- und fetzenartige Auflösung einer spröden Schicht in verschieden grosse Komponenten zwi-

schen ungestörten Schichtlagen). Die Gleithorizonte wechseln in der Ausbildung oft auf kurze Distanz.

2. Oft sind Verfaltungen scharf von Gleitharnischen abgeschert.

3. In den obersten Schichten und Berggipfeln im Abrissgebiete sind vielerorts noch Gleitflächen und Verfaltungen, sowie in der obersten Kreide Quetschungen von Schiefen und Fossilien feststellbar, als Folge des Darübergleitens der Sedimentmassen.

4. Die Gleitdecken liegen in weiten Gebieten auf einem meist eigenartig gestörten Basaltsill mit Störungshorizonten, Basaltbrekzienlagen, Zerrungen, Quetschungen und mit Einpressungen in die Sedimente.

5. Wo im Beckengebiet die liegenden Basaltgänge auslaufen oder ausgequetscht sind, liegen in ihrer Fortsetzung die ausgeprägten Sedimentgleitflächen.

6. Ältere Basalt-Steilgänge wurden mit der Decke an den Gleitbahnen abgeschert und liegen in bezug auf das Autochthon verschoben.

7. Im Abrissgebiete liegen in bis ca. 1500 m Höhe teilweise noch Zeugen der abgeglittenen Schichtserien auf mächtigem Basaltsill, welches als Gleitschicht funktionierte und in Resten noch bis zur Gleitdecke und weit unter dieselbe verfolgt werden kann.

8. In solchen mächtigen stehengebliebenen Basaltgängen in über 1000 m Höhe, sowie auch im Becken selbst, sind mehr als hausgrosse Sedimentschollen schwimmend zu beobachten.

9. Die in den mächtigen Gleitdecken liegenden Sills machen auch starke Verbiegungen der gestauchten Decke plastisch mit.

10. Im Kreidegebiete wurden die ca. 5—50 m dicken Schichtserien zwischen mehreren ca. 30—100 m mächtigen Basaltsills von den letzteren mit Leichtigkeit in das tiefere Becken mitgenommen.

11. Etwa östlich einer Linie von Antarctic Havn zum hinteren Fleming Inlet, zeigt sich ein ausgeprägter Gleitdeckenbau. Isolierte Schichtkomplexe, z. T. mit Eruptiven, welche auf den Basalten der Kreide liegen und über diese Schichten hinwegglitten, befinden sich auf der östlichen Traill- und der Geographical Society Insel.

12. Die abgeglittenen Schichtserien sind überall die höhere Fortsetzung der stratigraphisch anschliessenden Sedimente des Abrissgebietes, in welchem sie fehlen. Die Hauptgleitungen erfolgten auf Basalten und Horizonten unter den oberen Triassschichten, so dass hauptsächlich die Obertrias- bis Kreide-Schichten wegglitten.

13. Die Gleitdeckenstirn ist leicht gefaltet, gestaucht und hat auch die Unterlage aufgeschürft; die Abscherung im Becken erfolgte schief nach oben.

14. Das Gefälle der Gleitbahn betrug im Abrissgebiet ca. 5—15°.

15. Die vom Scoresbylande ca. 10 km weit nach Osten abgerutschte und unten aufgeglittene Schichtdecke entblösste oben die Gleitunterlage um ein ca. ebenso langes Stück. Hier fand eine über 1500 m starke Gebietshebung statt, da neben den Basalten auch mächtige saure Eruptiva intrudierten und die Sedimentdecke stark emporhoben.

16. Im abgeglittenen Traill-Insel-Eruptivkomplex ist durch die Bewegung der ganze Schichtverband mit den Eruptiven wild durcheinandergemengt, aufgelöst und schollenartig zerrissen.

Vergleich und allgemeine Bemerkungen.

Aus dem Grönland-Beispiel erhellt sehr deutlich, welche Rolle Intrusionen am Rande eines Hebungsgebietes gespielt haben und wie relativ leicht sie gewaltige Massenverlagerungen von Sedimenten atektonisch erzeugen, so dass auch in anderen Basalt-Sediment-Gebieten und auch bei Orogenen mit Deckenbau sorgfältig solche Möglichkeiten geprüft werden sollten. Die Ostgrönland-Intrusionen zeigen ferner, wie tief, zahlreich, weitreichend und ergiebig solche Flachintrusionen gleichzeitig von einer Störungszone aus in Sedimentserien hinein erfolgen können.

Zum Schluss sei auch kurz ein Vergleich mit dem Deckenbau der Alpen angeführt. Praktisch zeigen sich die mannigfachen Gleitflächen von Gleitdecken in ähnlicher und gleicher Art wie bei den als Schubdecken erklärten alpinen Decken ausgebildet. Der Verfasser wirft nun die Frage auf, ob nicht die Ophiolith-Intrusionen tertiäres Alter haben können und ob der Alpen-Deckenbau nicht zwangloser in folgender Art erklärt werden kann (ähnliche Deutungen wurden ja schon von vielen Alpengeologen gegeben): Zur Zeit der Alpen-Hauptphase erfolgte eine starke Emporhebung des Alpenbogensgebietes, gleichzeitig erschienen Eruptiva als junge Massive und Ophiolithe, welche an den nördlichen Randflexuren und Störungen des Grossgewölbes vordrangen und intensiv in die gehobenen penninischen Sedimente intrudierten. Diese, samt den nördlich anschliessenden helvetischen Sedimenten und den ostalpinen im Süden, verloren dadurch ihren Halt, rutschten sich komplizierend ins Vorland hinaus, worauf darüber noch die ostalpinen Decken nachglitten. Damit wäre auch das Problem der fehlenden Wurzelverbindungen und die phantastischen Überschiebungsbreiten einfacher erklärbar. Die „Grönland-Sediment-Massengleitungen“ sind auch ein schönes Beispiel für die HAARMANN'sche Theorie, wobei als neues Element die geschilderten Intrusionen für dieselbe sprechen. Sediment-Massengleitungen an aufsteigenden Kontinentalrändern erfolgen viel häufiger und leichter als man bisher annahm. Nach den gleichen Naturgesetzen gleiten sie wie mächtige Gletscher auf unscheinbaren Gleitflächen und bei kleinen Gefällen, auch ohne Intrusionen, unaufhaltsam abwärts.

Literaturverzeichnis.

1. ALDINGER, HERM. 1935. Geologische Beobachtungen im oberen Jura des Scoresbysundes (Ostgrönland). Medd. om Grønland, Bd. 99, Nr. 1, 128 S., 35 Fig., 3 Karten.
2. BIERTHER, WILH. 1939. Zur Geologie des Scoresbylandes. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen. Bd. XVI, Jahrg. 1940, 3 S.
3. BÜTLER, H. 1935. Some new investigations of the Devonian stratigraphy and tectonics of East Greenland. Medd. om Grønland, Bd. 103, Nr. 2, 35 S., 17 Fig.
4. BÜTLER, H. 1937. Die geologische Position des Canninglandes in Ostgrönland (Vorläufige Mitteilung). Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen, XIII, Nr. 1, 7 S., 1 Fig.
5. FREBOLD, H., & NOE NYGAARD, A. 1938. Marines Jungpalaeozoikum und Mesozoikum von der Traill Insel (Ostgrönland). Medd. om Grønland, Bd. 119, Nr. 2, 37 S., 7 Fig., 1 Taf.
6. HARRIS, T. M. 1937. The fossil flora of Scoresbysund, East Greenland. Part V. Stratigraphie. Medd. om Grønland, Bd. 112, Nr. 2, 114 S., 5 Fig., 1 Pl., 3 Taf.
7. KOCH, LAUGE. 1929 A. The Geology of East Greenland. Medd. om Grønland, Bd. 73, 204 S., 53 Fig., 6 Pl.
8. KOCH, LAUGE. 1929 B. Stratigraphy of Greenland. Medd. om Grønland, Bd. 73, 116 S., 8 Fig.
9. KOCH, LAUGE. 1935. Geologie von Grönland. Berlin, 159 S., 12 Fig.
10. KOCH, LAUGE. 1936. Über den Bau Grönlands. Geologische Rundschau, Bd. 27, 22 S., 9 Fig., 1 Taf.

11. MAYNC, WOLF. 1938. Stratigraphie der postdevonischen Ablagerungen der Clavering Insel und des Wollaston Vorlandes (Ostgrönland 74°—75° N. Br. 19°—21° W. Gr.). Medd. om Grønland, Bd. 114, Nr. 1, 6 S.
12. NOE NYGAARD, A. 1934. Stratigraphical Outlines of the Area round Fleming Inlet. Medd. om Grønland, Bd. 103, Nr. 1.
13. ROSENKRANTZ, A. 1934. The lower jurassic rocks of East Greenland. Medd. om Grønland, Bd. 110, Nr. 1, 1938. 122 S., 57 Fig., 13 Pl.
14. SCHAUB, H. P. 1938. Zur Vulkanotektonik der Inseln Traill und Geographical Society (Nordostgrönland). Medd. om Grønland, Bd. 114, Nr. 1, 15 S., 6 Fig.
15. SPATH, L. F. 1932. The invertebrate faunas of the Bathonian-Callovia deposits of Jameson Land (East Greenland). Medd. om Grønland, Bd. 87, Nr. 7, 158 S., 14 Fig., 26 Pl.
16. STAUBER, H. 1938. Stratigraphische Untersuchungen postdevonischer Sedimente auf den Inseln Traill und Geographical Society. Medd. om Grønland, Bd. 114, Nr. 1, 8 S., 2 Taf.
17. STAUBER, H. 1939. Geologie des südlichen Teiles der postdevonischen Zone von Ostgrönland. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI. Jahrg. 1940, 9 S., 1 Tab., 1 Abb.
18. STAUBER, H. 1940. Stratigraphisch-geologische Untersuchungen in der ostgrönländischen Senkungszone des nördlichen Jamesonlandes. Medd. om Grønland, Bd. 114, Nr. 7, 34 S., 2 Taf.
19. VISCHER, A. 1938. Tektonik der postdevonischen Formationen der Clavering Insel und des Wollaston Vorlandes (Ostgrönland 74°—75° N. Br. 19°—21° W. Gr.). Medd. om Grønland, Bd. 114, Nr. 1, 5 S., 1 Fig.
20. VISCHER, A. 1939. Ergebnisse von Studien über die postdevonische Tektonik zwischen Hochstetter Bucht und Franz Josephs Fjord, während der Zweijahres-Expedition 1936—1938. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Jahrg. 1940, 11 S., 2 Fig.
21. VISCHER, A. 1940. Der postdevonische Bau Ostgrönlands zwischen 73 und 75° n. Br. Medd. om Grønland, Bd. 114, Nr. 4. 20 S., 2 Fig.

10. J. KOPP (Ebikon): Die Tektonik des Bucheggberges.¹⁾

Im Jahre 1919 hat E. BAUMBERGER in seiner Arbeit „Zur Geologie von Leuzigen (2) einen Überblick über den Gebirgsbau des Bucheggberges gegeben. Nach seinen Profilen besteht das Bucheggberggebiet aus einem Gewölbe und zwei flachen Mulden, dem Gewölbe des Biberentales und den Mulden von Bürenberg und Biezwil. Zwischen Leuzigen und dem Biberental zeichnet BAUMBERGER eine Mulde ein, die offenbar die Fortsetzung der Bürenberg-Mulde sein soll. Nach den Profilen zu schliessen, entspricht die zwischen Bürenberg und Schnottwil eingezeichnete Falte der Biberenfalte.

Die im Jahre 1934 mit dem freiwilligen Arbeitsdienst und im Jahre 1938 im Rahmen der Arbeiten der Petroleum Experten-Kommission erfolgte Neuuntersuchung des Bucheggberg-Gebietes erbrachte folgende Resultate:

Zwischen Wengi und Limpach verläuft eine flache Falte, die der von ARN. HEIM vermuteten Antiklinale des Limpachtales entspricht (1). Ihr NW-Schenkel ist am Knie des Waltwilbaches E Wengi aufgeschlossen; der SE-Schenkel lässt sich am Messibach S Messen sehr gut beobachten. Wir nennen die Antiklinale Messen-Antiklinale. Nördlich folgt darauf die Synklinale von Biezwil, die sich von Schnottwil bis S Tschepbach sicher verfolgen lässt. Gute Aufschlüsse im SE-Schenkel finden sich am Schattrainbach S Schnottwil, am Balmberg und im Gebiet W Aetingen. Der NW-Schenkel der Antiklinale ist vor allem im Graben-ölbach E Oberwil, W Gosswil und an der Strasse von Tschepbach zum Biberental zu erkennen. Der Bucheggberg ist ein typischer Synklinallberg. Auf die Biezwil-Synklinale folgt nordwärts die von ARN. HEIM erkannte Antiklinale zwischen Bürenberg und Bütigen, wir nennen sie Eichi-Antiklinale, nach der Lokalität Eichi, die N Diesbach ungefähr auf der Axe liegt. Gute Aufschlüsse des WE-Schenkels bietet der Bach aus dem Kellenrain SE Rüti. Weiter ostwärts tritt E Nennigkofen wieder eine Antiklinale auf (Nennigkofen-Antiklinale).

¹⁾ Veröffentlicht mit Bewilligung der Geotechnischen Beratungsstelle.

Vorzügliche Aufschlüsse bietet der Bach aus dem Gemeindewald S Lüsslingen. Die Antiklinale quert den Bach beim Knie bei Pt. 496,6. Der SE-Schenkel ist weiter im Bach S Egelmoos zu erkennen sowie am Eingang der Kiesgrube N Ichertswil und im Lochgraben im Biberental. An letzterer Stelle sind beim Übergang des Weges über den Bach nach SE fallende Mergel deutlich aufgeschlossen. Etwas unterhalb zeigt allerdings ein sehr kleiner Aufschluss nach NW fallende Schichten. Nach meiner Auffassung muss zur Deutung der Tektonik der sehr klare obere Aufschluss in erster Linie berücksichtigt werden. Auf Grund der Aufschlüsse im Lochgraben und bei Ichertswil lässt sich die Annahme einer Biberen-Antiklinale nicht aufrecht erhalten.

E Solothurn verschwindet die Nennigkofen-Antiklinale unter Quartärablagerungen, so dass sie mit geologischen Methoden nicht mehr verfolgt werden kann. Ein Zusammenhang mit der Wynau-Antiklinale erscheint nicht ausgeschlossen. Westwärts hängt die Nennigkofen-Antiklinale möglicherweise mit der Eichi-Antiklinale zusammen.

Auf die Eichi-Antiklinale folgt im Norden die Bürenberg-Synklinale, die, wie ARN. HEIM schon erkannte, nach E axial ansteigt. Ihr SE-Schenkel ist in der hohlen Gasse bei Dotzigen, ihr NW-Schenkel in der Mergelgrube im Dotzigenfeld aufgeschlossen. Der Synklinalboden besteht wie bei der Biezwil-Synklinale aus Burdigalien.

Nach Westen zu setzt sich die Bürenberg-Synklinale vielleicht in der Lattrigen-Jolimont-Synklinale fort, die Eichi-Antiklinale in der Mörigen-Antiklinale, die nach den Aufnahmen des freiwilligen Arbeitsdienstes im Oberholz E Mörigen eine deutlich erkennbare Kulmination aufweist. Die Schwenkung der Axen dieser tektonischen Elemente im Aaretal zwischen Lyss und Grenchen hängt möglicherweise mit einer Querstörung zusammen, die mit dem Lauf der alten Aare parallel geht. Das Tal der alten Aare bildet eine Querdepression, gegen welche die Axen der Mörigen-Antiklinale und Bürenberg-Synklinale absinken. Wahrscheinlich steht die Aarequerstörung im Zusammenhang mit Querstörungen im Jura. So sehen wir auf der tektonischen Skizze des Berner Jura von LINIGER (3), dass in der Fortsetzung der Aarelinie im Jura Faltenverbiegungen (Graiterykette) oder quergestellte Falten (Trogbergkette bei Mervelier) auftreten. Nach meiner Auffassung macht sich die Gitterfaltung des Jura bis in die Molasse hinein bemerkbar. Die Aarelinie ist mit einem SSW—NNE streichenden älteren Faltensystem in Beziehung zu bringen, das die letzte Faltung merklich beeinflusst hat.

Wir sehen, dass im Bucheggberggebiet wie fast überall in der subjurassischen Molassezone zwischen Emme und Venoge die Berge Synklinalen mit Burdigalienkappen, die Täler Antiklinalen mit Aquitanien im Axialgebiet bilden. (Synklinalberge: Bucheggberg, Bürenberg, Brüggwald bei Biel, Frienisberg, Brüttelenberg, Jolimont, Mt Vully, Châtel S Avenches, Mt Jorat.) Einzig der Mörigenberg bildet eine Ausnahme, auf die hier einzutreten zu weit führen würde. Das Relief des Seelandes ergibt also eine Umkehrung der tektonischen Verhältnisse.

Benützte Literatur.

1. ARN. HEIM & AD. HARTMANN, Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz, Beiträge, Geot. Serie Lf. 6, 1919.
2. E. BAUMBERGER, Zur Geologie von Leuzigen, Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. Zürich, Bd. LXIV, 1919.
3. H. LINIGER, Gitterfaltung im Berner Jura, Eclogae geol. Helv., XIX, 1926.

11. — J. M. SCHNEIDER (Altstätten): **Stockholmer spätglaciales Schichtprofil und Klima.**

Die schwedischen und finnländischen Warwenprofile von SEDERHOLM, DE GEER, MATTI SAURAMO, HÖGBOM zeigen einen durchgehenden Aufbau von Ton- und Feinsandbändchen von wechselnder Mächtigkeit. In der Regel wird ein Doppelbändchen, hell und dunkel, als Jahreswarwe gewertet, wogegen ich freilich unweit Stockholm an den Profilen zeigen konnte, dass nass meist jede Warwe dreibändig ist: hell, rot und dunkel, was auch ohne weiteres zugegeben wurde. Wichtig war dann das Feststellen der Ursache dieser klaren Dreifarbigkeit, die vorher nicht beachtet und darum auch nicht zu erklären versucht worden war. Man hatte nur die dunkeln Schichtchen von verschiedenen Seiten als organisch-chemisch verfärbte Bändchen beschrieben, konnte jedoch keine bezüglichen Organismen nennen. DE GEER hatte sich in seiner geochronologisch epochemachenden Arbeit für den internationalen Geologenkongress 1910, also vor 30 Jahren, nicht auf einen solchen Befund zur Annahme der Jahresbänderung gestützt. Im Bestreben, die Ursache der dreifachen Warwenfärbung zu finden, prüfte ich die Farben des Gesteinsmaterials der Ose, in dem alle vom Inlandeis bearbeiteten Felsarten vertreten sind. Ausser dem hellen Quarz finden sich massenhaft rote und dunkle Gemengteile, die naturgemäss alle im Material der Gletschertrübe der Warwen sich finden. Die Färbung der Warwen ist demnach petrographisch bedingt. Diatomeen und Blütenpollen fehlen fast ganz in diesen subglacialen Osen und Warwen, wie mikroskopisch und chemisch festgestellt wurde.

Die Profile bestehen aber nicht in allen Fällen bloss aus Sand-Ton-Warwen. In der Nähe subglacialer Flüsse sind kiesig-sandige Geröllschichten zwischengelagert. So fand ich in einem Profil nördlich Stockholm nahe bei einem Os von unten nach oben: Kies und Sand, 2 stark sandige Warwen, Kies, Sandlage, 2 Warwen, Kies, 3 Warwen, Kies, 2 Warwen, Kies, 2 Warwen, Kies, 3 Warwen, Kies, 3 Warwen, Kies, 5 Warwen, Kies, Hangendes verwittert. Ein anderes Profil, ebenfalls N Stockholm und vielleicht noch näher einem Os, besteht von unten nach oben aus: 40 cm Feinkies; 1 cm gröberem Kies mit Sand; 8 cm Feinsand; 6 cm Feinkies; 1 cm Feinsand; 18 cm Grobkies; 10 cm Feinsand; 5 cm Grobkies; 1 cm feinsten Sand; 5 cm 23 sehr dünne Bändchen aus Feinsand und Ton, ebenfalls je weisslich, rot und dunkel, vielleicht 2 Warwen umfassend; 8,5 cm Grobkies; 1,5 cm Sand; 9,8 cm 39 sehr dünne Bändchen aus Feinstsand und Ton; 5 cm Kies; 5 cm 2 Warwen; 0,5 cm Grobsand; 9,5 cm 4 Warwen; 23 cm Grobkies; 37 cm vielleicht 8 Warwen; 10 cm Grobkies; 50 cm unklare Warwen; 10 cm Grobkies; 40 cm undeutliche Warwen; 5 cm Feinkies; 36 cm undeutliche Warwen; 25 cm Feinkies mit Sand und Ton; Humus, Gras. Das Profil misst vertikal 4,4 m. Zufolge der Strömungsphysik verschwindet in einiger Entfernung der Kies und nichts in den dortigen Warwen weist auf die manchen, mehrere dm starken Kieslagen hin. Diese sind das Abschwemmungsprodukt von Hochfluten, die entweder infolge starker Eis- und Schneeschmelze oder Schmelze mit Regen auftraten. Die Hochfluten lagerten im Delta Kies und Sand, weiter entfernt je eine Warwe ab während die schwachen Fluten auch im Deltabereich Warwen ergaben. Waren die Hochfluten die alljährliche Frühlings-Sommerflut, somit schwächeren Fluten teils voraus, teils folgend? Deuten sie Mehrjahrperioden an? Gab es verschiedentlich im gleichen Jahr zwei, drei Hochfluten? Aus dem Profil ist das nicht zu entnehmen. Es sind wohl alle drei Fälle möglich. Ose bei Stockholm, die allgemein als Einjahrbildungen betrachtet werden, bestehen teils aus 2, teils aus 3 oder noch mehr Geröllschichten mit deltaschief eingelagerten Warwen. Der Grönland-Meteorologe

Dr. W. JOST berichtet: „Sie (Nord-Ostwinde) erzeugten die abnormen Temperatursprünge, so dass in jedem eigentlichen Wintermonat (bis März) auf Süd-Disko mindestens an einem Tag positive Temperaturen vorkamen. — Dieser Föhn ist es, der — sowohl Eis als Schnee rapid zum Schmelzen bringt.“ Wahrscheinlich stürzte auch vom hohen Rücken des schwedischen Eismassives herab solcher Fallwind, den Winter ebenfalls nicht ausgenommen, und in der Wirkung mächtiger, weil Mittelschweden ohnehin höher temperiert war. Es könnten die weniger mächtigen Kiesschichten, jene unter 10 cm dick, kurze starke Föhnperioden markieren. Ein anderes Gebiet mit noch vielfach glacialen Verhältnissen ist der Monte Rosa mit den schweizerischen Nachbargebieten. LÜTSCHG verzeichnete in vier Jahren 21 Hochwasser mit 650000 m³ Wasser pro Tag, und dazu 9 Hochwasser mit über 1 Million m³ pro Tag, also in jedem Jahr einige. Für Nordschweden lassen sich in mehreren Profilen manche Warven aus dem Frühling und Frühsommer und ebenfalls manche aus den Monaten nach Blätter- und Früchtenfall, also aus den Spätsommer- und Herbstmonaten nachweisen. Doch gehören diese Profile schon dem frühen Postglacial Schwedens an und nicht mehr dem Spätglacial, wie die Warven und Ose bei Stockholm. Die vielen Hochfluten mit ihren mächtigen Kiestransporten erklären den raschen spätglacialen Eisrückzug, wie wir ihn auch bei uns hatten, z. B. zwischen Zürich und Hurden; Bodensee und Altstätten; Hurden und Churer Gegend und Altstätten und Churer Gegend.

12. — L. VONDERSCHMITT (Basel): **Bemerkungen zur Geologie des Exkursionsgebietes.**

Siehe Exkursionsbericht, dieses Heft, p. 205.
