Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern

Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Bern

Band: - (1930)

Artikel: Geologische Untersuchung der Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees

Autor: Liechli, Paul

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-319354

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: 08.08.2025

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

Paul Liechti

Geologische Untersuchung der Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit entstand unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. P. ARBENZ im Geologischen Institut der Universität Bern. Die zugehörigen Feldaufnahmen wurden in den Sommermonaten der Jahre 1928 und 1929 ausgeführt und erforderten insgesamt ca. 200 Tage.

Ich freue mich, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. ARBENZ an dieser Stelle für zahlreiche Anregungen, mehrere Tage Begleitung im Felde und manche redaktionelle Verbesserung meinen herzlichsten Dank aussprechen zu können.

Auch den Herren Dr. H. GÜNZLER-SEIFFERT und Dr. W. LEUPOLD schulde ich Dank für ihr reges Interesse und für tatkräftige Förderung meiner Arbeiten, sowohl in rein wissenschaftlicher als auch in mehr technischer Hinsicht.

Bei der mikroskopischen Untersuchung der Kristallinexoten waren mir die Herren Prof. Dr. E. HUGI und Privatdozent Dr. H. HUTTENLOCHER behülflich, wofür ich ihnen ebenfalls zu bestem Dank verpflichtet bin.

Meine Originalkarten, sowie die zugehörigen Sammlungen, Dünnschliffe und Photographien bleiben im Geologischen Institut der Universität Bern aufbewahrt.

Bern, Geologisches Institut, Mai 1930.

Der Verfasser.

A. Einleitung.

1. Topographisch-geologischer Überblick:

Abgesehen von der Dreispitzkette erscheint das vorliegende Untersuchungsgebiet schlecht aufgeschlossen. Die sanft geformten Flyschgelände zeigen nur in den Bachrunsen gute Aufschlüsse. Die Standfluh selbst trägt bis hoch hinauf Gletscherschutt und bewaldete Schutthalden.

Diese wenig lockenden Verhältnisse mögen mitverursacht haben, daß auf dieses landschaftlich reizvolle Gebiet nur zum Teil jene Aufmerksamkeit verwendet wurde, wie sie die benachbarten, besser aufgeschlossenen Gebirgsgruppen erfahren haben.

Die geologische Kartierung der Standfluhgruppe und ihrer Verlängerung bis zum Thunersee erfolgte daher, um eine Lücke in der Bearbeitung der Berner Oberländer Kreideketten auszufüllen.

Sie findet im NW Anschluß an Gebiete, die von P. BECK (143) im Auftrage der Schweiz. Geologischen Kommission kürzlich neu aufgenommen wurden. (Blatt Lauterbrunnen.)

Im W grenzen meine Aufnahmen an die Karte von H. ADRIAN (96).

Zur SE-Grenze ist folgendes zu bemerken:

a) Ursprünglich war beabsichtigt, die Untersuchung am NW-Fuß der Dreispitzkette endigen zu lassen, wo das Arbeitsgebiet von H. ALTHAUS begann. (Manuskriptkarte vergr. 1:25 000, 1921.) Später aber, namentlich auch in Hinsicht auf die nun in photographischer Reproduktion zur Verfügung stehende neue topographische Grundlage, wurde die Dreispitzgruppe in die Kartierung einbezogen und neu aufgenommen.

b) E des Suldtales grenzt meine Karte an das Arbeitsgebiet von K. GOLDSCHMID (137).

Die genaue Abgrenzung des Untersuchungsgebietes ergibt sich aus der Kartenskizze. (Tafel I.)

Es lassen sich darin sowohl topographisch wie auch geologisch zwei Teile unterscheiden: Im SE erhebt sich die Dreispitzgruppe. Ihr ist im NW die Standfluhgruppe vorgelagert. Dazwischen liegt die Flyschzone der Rengg, die nach NE in das Flyschgebiet N des Därligen-Leißigengrates fortsetzt und sich N des Thunersees in der bekannten Wildflyschzone von Habkern wiederfindet. Das ganze Untersuchungsgebiet ist stark durch-

talt. Die tiefsten Einschnitte sind Quertäler, die ungefähr senkrecht zum Faltenstreichen verlaufen.

Das Kiental im W, als das hauptsächlichste derselben, erschließt die SW-Hänge der Standfluhgruppe bis auf ihre Unterlage, den Taveyannazsandstein. Im Spiggengrund, einem Seitental des Kientals, hat der Pochtenbach die Kreidefalten der Dreispitzgruppe bis auf den Malm-Doggerkern bloßgelegt.

Das Suldtal (1000—1400 m ü. M.) ist weniger tief eingeschnitten. Wohl legt es auf der linken Talseite die Taveyannazunterlage der Standfluhgruppe im Täsegraben noch frei, erschließt dagegen die rechtsseitig gelegenen Hänge des Birchenbergs und der Gräberegg nur bis auf den Hauterivienkieselkalk und etwas Valangien. Taleinwärts folgt die Wasserfallstufe des Schreiendbaches (Pochtenfall). Auf diesem Talstück hat die Erosion den Faltenwurf der Dreispitzgruppe bis auf den Kern entblößt. Das tiefste angeschnittene Schichtglied, Malm, befindet sich am Anfang des Suldtales, im Schwalmernzirkus.

Zwischen den beiden genannten Haupttälern läuft der Reichenbach- bezw. Faltschengraben parallel, ein mehr oberflächlicher Einschnitt in die Standfluhgruppe.

Die Längstalstücke sind als wenig tief eingeschnittene Seitengräben ausgebildet, die durch Pässe miteinander verbunden sind. Sie treten vorwiegend in schiefrigen Mergel- und Tonschieferzonen auf. So entspricht dem Saxetental eine subsequente NW-Fortsetzung in Valangienmergeln, welche die SE an mein Gebiet anschließenden Kreide- und Malmhöhen von der Dreispitzgruppe durch den Paß der Eggberge isoliert. Erlital und Obersuldtal dagegen sind im Flysch eingeschnitten und trennen die Dreispitzkette ab von der NW vorgelagerten Standfluhgruppe. Hier bildet die Rengg*) den Paß zwischen den längsverlaufenden Seitentälern.

Die wichtigsten Gipfel der Dreispitzgruppe erreichen 2000—2500 m Höhe. (Höchstfluh 2200 m, Dreispitz 2523 m, First 2412 m und Littlihorn 1974 m.)

Die morphologische Ausbildung der Gipfel und Gräte zeigt insofern wenig Zusammenhang mit dem geologischen Bau, als der Kamm der Dreispitzgruppe, obwohl im allgemeinen ein Längskamm, über verschiedene stratigraphische Niveaux wegführt. Im SW

---

*) Nicht zu verwechseln mit dem Renggli (= Tanzbödeli) SE des Morgenberghorns.

verläuft der Hauptgrat an der Höchstfluh im Schrattenkalk der Hutmaadantiklinale, dann folgt er den Hohgantschiefern des Höchst, quert den Schrattenkalk der Dreispitzantiklinale und erhebt sich im Barrémien zum höchsten Punkt der Kette, dem Dreispitzgipfel. 250 m weiter E führt die Wasserscheide in den Hauterivienkieselkalk über und verläuft darin über First und Lattreienfirst bis P. 2132 m. Hier teilt sich die Kette in zwei Äste, wovon der nördliche das Barrémien durchquert, in den Schrattenkalk verläuft und das Littlihorn aufbaut, der südliche aber über die Diphyoidesgruppe und den untern Valangienkieselkalk das Suldtal erreicht.

In der Standfluhgruppe tritt einzig die Wetterlatte (2011 m) als schroffe Erhebung deutlich hervor. Die übrigen Gipfel (Standfluh 1981 m, Kientalerhorn 1901 m, Faltschenhorn 1787 m und Letze 1748 m) zeigen mehr hügelartigen Charakter. Felswände bilden einzig Schrattenkalk und Hohgantsandstein, welche die ganze isolierte Gebirgsgruppe mauerartig umgeben.

Auffällig erscheinen die bedeutend niedrigeren Gipfelhöhen der Standfluhgruppe im Vergleich zu denen der Dreispitzkette. Die Differenz beträgt im Mittel ca. 540 m. Ein analoges Verhältnis der Höhen besteht auch in der SW-Fortsetzung des Untersuchungsgebietes zwischen Ärmighorn und Gerihorn, sowie zwischen Lohner und Elsighorn, mit dem Unterschied, daß sich hier die Höhendifferenz auf 600 m, bezw. 700 m erhöht.

Bemerkenswert erscheint ferner die geringere mittlere Höhe der Standfluhgruppe (ca. 1900 m) im Vergleich zur Randkette N des Thunersees (ca. 2000 m). Dieses Verhalten ist eine Folge der niedrigen und fast horizontalen Lage der Standfluh-Kreideplatte. Während die Stirn der Wildhorndecke S des Thunersees schwach taucht, steigt sie N desselben verhältnismäßig steil an und führt so zu etwas größern Erhebungen. (Sigriswiler Rothorn 2053 m, Gemmenalphorn 2064 m.)

In der NW-Abdachung des Morgenberghorns und des Därligen-Leißigengrates fehlen größere Erhebungen vollständig. Der Flysch bildet nur sanftgeformte Rücken und Kuppen wie Spitz 1410 m, Gräberegg 1600 m und Hornegg 1358 m. Dagegen erhebt sich W Därligen der Buchholzkopf 819 m, etwas unvermittelt.

2. Ziel der Untersuchung.

a) Am wichtigsten war die Aufnahme einer geologischen Karte in 1:25000. Insbesondere im E-Teil des Gebietes er-

schien dies erwünscht, da seit der Aufnahme von Helgers in 1:50 000 jegliche Neukartierung fehlte.

Vom westlichen Teil lag zwar die Spezialkarte von GERBER (83) vor. Eine Neubearbeitung der tektonischen Profile und Zusammenhänge war dagegen auch hier erwünscht.

b) Die Unsicherheit in der Parallelisation der tektonischen Elemente N des Thunersees (Randkette, Waldegg) mit denen S desselben (Buchholzkopf, Standfluh, Hutmaad) war zu beseitigen und die eingebürgerte Parallelisation Hutmaad-Buchholzkopf, die erstmals von GOLDSCHMID widerlegt wurde, erneut zu überprüfen.

c) Die Stratigraphie der helvetischen Schichtreihe sollte präzisiert und durch Aufnahme von Detailprofilen bereichert werden.

d) Im Anschluß an die Untersuchungen von TERCIER an der Berra (139) und im Habkerntale (140) sollte der Flysch stratigraphisch erforscht und wenn möglich eine Altersbestimmung versucht werden. Der Trennung zwischen fraglich vorhandenen kretazischen Leimernschiefern und Kalken und tertiärem Flysch war besondere Aufmerksamkeit zu schenken.

e) Die vorhandenen Sedimente sollten sowohl mikroskopisch als auch sedimentpetrographisch untersucht werden.

Die mikroskopische Untersuchung erstreckte sich auf ca. 120 selbstverfertigte Dünnschliffe. Einige davon wurden mit schwachen Vergrößerungen photographiert, bei andern erwies es sich als vorteilhafter, wichtige Einzelheiten direkt zu zeichnen.

Die Schlämmanalysen wurden nach KOPECKY ausgeführt, die Bestimmung der schweren Mineralien nach MILLNER. Diesbezüglich verweise ich auf die ausführlichen Darlegungen von W. LIECHTI (141), die ich hier nur wiederholen könnte.

3. Historisches.

Die ersten auf das Untersuchungsgebiet Bezug nehmenden Angaben von Belang veröffentlichte 1834 BERNHARD STUDER (1) in der Geologie der westlichen Schweizeralpen. STUDER kannte bereits den Zusammenhang zwischen Ärmighorn, Dreispitz, Morgenberghorn und Harder (1, 48). Ferner setzte er das Gerihorn mit dem Engel und diesen mit dem Nordfuß des Morgenberghorns in Verbin-

dung (1, 48). Die Kette des Ärmighorns bezeichnet er „als den nördlich aufsteigenden Schenkel einer großen Mulde" (1, 49). Er kennt bereits die mächtigen Nummulitenschichten der Standfluh und diejenigen ob Leißigen und gibt davon eine überraschend genaue Beschreibung (1, 99 ff.). Auf der Brunnialp beobachtete STUDER „weiche Kalk- u. Mergelschiefer, in verwirrter, sich der Gewölbform annähernder Schichtung" (1, 99), die den Quarzsandstein des Morgenberghorns unterteufen. Den Engel parallelisiert er mit der Randkette N des Thunersees, unter Annahme einer bedeutenden Verwerfung, und bringt fälschlich den Sandstein ob Leißigen in Verbindung mit dem Niederhorn (1, 105). Die Tektonik bleibt daher unklar.

Die zugehörige geologische Karte (147) mit Profilen ist in ihrer Farbgebung sehr allgemein gehalten. Rengg und Dreispitz erscheinen darauf als „Kalk u. Schiefer der Hochalpen", alles übrige als Nummulitenkalk. Hingegen ist noch die Taveyannazunterlage des Engels ausgeschieden.

Wesentliche Fortschritte brachte das 1850 erschienene Werk von RÜTIMEYER: „Über das schweizerische Nummulitenterrain" (3).

RÜTIMEYER bestimmte das Alter des Nummulitensandsteins als Eozän und hielt den darüberliegenden Flysch für jünger.

Entgegen AD. BROGNIART, der die Fucoiden des Flysch in die Kreide setzt, aber unterstützt von R. MURCHISON, der den Fucoiden jeglichen Wert zur Altersbestimmung abstreitet, erklärt er über das Alter des Flyschs:

„Trotz des auffallenden Auftretens seiner Fucoiden in der Kreideepoche muß dennoch die konstante Auflagerung auf den Nummulitenbildungen als einzige Richtschnur angenommen und diese Gesteinsfolge als Tertiär betrachtet werden, da es sich noch bezweifeln läßt, ob überhaupt die Fucoiden zur Sicherung geologischer Äquivalente dienen können" (3, 55).

Die Angaben von Ammoniten- und Belemnitenfunden im Flysch bezweifelt er.

Der Wert dieser Arbeit liegt in der genauen Beschreibung der gefundenen Nummulitenspezies.

Hierauf veröffentlichte im Jahre 1853 (4) BERNHARD STUDER einige neue Beobachtungen unter Verwertung der Arbeiten von RÜTIMEYER, ohne dabei unser Gebiet oft zu erwähnen. Ausführlicher äußert er sich über den Flysch und dessen Alter.

Tektonisch bringt STUDER von neuem Elsighorn-Gerihorn und Engel miteinander in Verbindung „als die nördlichen Vorstufen der Hauptkette" (4, 166), läßt aber die richtige Parallelisation Ärmighorn-Dreispitz zugunsten einer andern, irrtümlichen fallen. Den Engel verbindet er mit dem Niederhorn und den Ralligstöcken (4, 167).

Nach dieser Blütezeit geologischer Berner Oberlandforschung beschreibt im Jahre 1858 FISCHER-OOSTER (5) zahlreiche Fucoidenarten und stellt, entgegen R. MURCHISON, B. STUDER und A. ESCHER VON DER LINTH, den Flysch in die Kreideformation, weil er Fucoiden für kretazische Leitfossilien hält.

1875 erkannte TRIBOLET (11) die verkehrte Schichtfolge der Morgenberghornkette und verbesserte die hier fehlerhafte Karte von STUDER und ESCHER VON DER LINTH (II. Auflage von BACHMANN) (148). Neben zutreffenden petrographischen Angaben über den Flysch enthält diese Arbeit aber auch manchen Irrtum.

KAUFMANN's 1886 erschienenes Werk über Emmen- und Schlierengegenden (14), diese „Fundgrube stratigraphischen Wissens" (134, 3), befaßt sich leider nur indirekt mit unserm Gebiet.

Erst 1894, vier Jahrzehnte nach B. STUDER, setzten durch C. MOESCH (27) die neuen systematischen Untersuchungen ein. MOESCH's unvergleichliche Findigkeit führte, obschon ihm besonders in tektonischer Hinsicht mancher Irrtum unterlief, in bewundernswert kurzer Zeit zu großen Fortschritten, die auf Blatt XIII der geologischen Karte der Schweiz im Maßstab 1:100 000 niedergelegt sind (149).

Es gelang MOESCH, fast alle Horizonte mit Fossilien zu belegen. Er fand „winzige Nummuliten" aus grauem Sandstein (gemeint ist der Schlierensandstein im Kreuzbach) und zeichnete Verfaltungen darin. Sehr zutreffend beobachtete er das Untertauchen des „nummulitenreichen Buchholzberg" (27, 234) zwischen Finnelgraben und Stoffelberg. Mehr als eine zutreffende Beobachtung MOESCH's ging später wieder verloren. Beispielsweise übersah HELGERS 12 Jahre später den Nummulitensandstein im Wolfholz ob Leißigen, von dem MOESCH sagt:

„Die Richtung des Streichens dieser senkrecht stehenden Schichten geht von NW gegen SO und fällt genau mit der Streichrichtung des Buchholz-Eocäns zusammen." (27, 236).

An Stelle dieses helvetischen Fensters im Flysch ob Leißigen, das auf ca. ein Viertel Quadratkilometer aufgeschlossen ist, kartierte HELGERS „Leimernschiefer" (= Tertiär).

Vom Buchholzkopf kennt MOESCH Urgon, Aptien und Nummulitensandstein. Die Entzifferung der Buchholzkopftektonik aber gelang ihm nicht.

In mehreren Profilen stellt er seine Beobachtungen übersichtlich dar. Seine Ansicht vom Bau der Wetterlatte, die nach ihm eine schwach nach S neigende Schrattenkalkfalte ist, kommt der Wahrheit ziemlich nahe, wenn man von den stark verzerrten Mächtigkeiten absieht.

Weiter gibt MOESCH das erste Detailprofil vom Renggrat. Er hält den Flysch wie B. STUDER für Tertiär.

1895 diskutiert HAUG (28) von neuem B. STUDER's Idee einer großen Transversalverschiebung, mit der die Entstehung des Thunersees zusammenhängen soll.

1897 wurde hierauf von BERTRAND und GOLLIEZ (33) die langsam herangereifte Erkenntnis über den Deckenbau der Alpen auch auf das Berner Oberland übertragen. Durch den Nachweis autochthonen Tertiärs längs des Aarmassivs erschien Wurzellosigkeit des Überlagernden wahrscheinlich, wenn auch noch nicht endgültig glaubhaft gemacht.

Einen weitern Fortschritt brachten die Arbeiten DOUVILLÉ's (37), die ebenfalls auf dem Deckenbau als Arbeitshypothese fußen. Dieser Forscher gliedert um die Jahrhundertwende die Gebirge N und S des Thunersees folgendermaßen:

1. System H: Autochthon-helvetisch. Umfaßt Niederhorn-Waldegg-Buchholzkopf und Gerihorn.

2. System BG: Bestehend aus einer großen, liegenden, von S kommenden Deckfalte, die Harder-Morgenberghorn-Dreispitz-Bachfluh aufbaut. Liegt tektonisch höher als System H.

3. System K: Wird gebildet aus den Klippen bei Krattigen-Spiez und im Fahrnital, nicht aber aus dem Wildflysch, den er System BG zuordnet, wie folgende Äußerung zeigt:

„Cette nappe est bien intercalée dans le Flysch . . . . ., mais le Flysch du dessous et celui du dessus n'ont pas la même constitution et appartiennent à des systèmes différents." (37, 62.)

Den Habkernflysch bezeichnet er mit demjenigen am Nordfuß des Morgenberghorns als „zone de friction, qui marque la base de la nappe charriée du sud". Diese irrtümliche Auffassung wird sofort korrigiert durch M. BERTRAND, der Einwicklung des Flysches zwischen Unterlage H und Deckfalte BG annimmt.

1902 erfolgt durch M. LUGEON die erstmalige Ausscheidung der Diableretsdecke, wie folgende Äußerung aus seiner grundlegenden Veröffentlichung „Les grandes nappes de recouvrement" zeigt:

„. . . le massif des Diablerets forme dans sa totalité un grand pli couché, de la même nature que celui de Morcles et simplement superposé à ce dernier." (40, 723, Fig. 3.)

Im folgenden Jahre läßt DOUVILLÉ (43) seiner ersten Publikation detaillierte Angaben über die drei von ihm aufgestellten Systeme folgen, parallelisiert erneut den Buchholzkopf mit der Waldegg und erblickt im Gerihorn das petrographische und tektonische Analogon des Niederhorns. Den Wildflysch ordnet er dem System BG, die leimernartigen Schiefer aber dem System H bei, an dessen Autochthonität er, entgegen Lugeon, festhält.

Eine weitere Bearbeitung unternahmen 1905 GERBER (47) und HELGERS (45), ersterer W der Linie Leißigen-Morgenberghorn-Höchstschwalmern, letzterer E davon. Die Beobachtungen sind zusammen mit denjenigen von TROESCH in Spezialkarte Nr. 43 der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz niedergelegt (150). Es sind die ausführlichsten Darstellungen über mein Untersuchungsgebiet. Leider waren die GERBER und HELGERS zugeteilten Gebiete zu groß, als daß eine gründliche Bearbeitung möglich gewesen wäre. Neben manchem Fortschritt zeigen sowohl Karte als auch Profile zahlreiche Ungenauigkeiten und Irrtümer. Das veranlaßte GERBER zu einer sofort anschließenden Revision. Er faßte 1909 die Beobachtungen der Jahre 1906—08 zusammen in einem Aufsatz: „Über Facies und Dekkenbildung zwischen Kiental und Lauterbrunnental" (75) und ergänzte dieselben 1910 durch die Veröffentlichung: „Die Standfluhgruppe, ein wurzelloses Schollengebirge" (83). Letztere Veröffentlichung enthält eine geologische Karte in 1:25 000, die den tatsächlichen Verhältnissen weitgehend entspricht. Die dazugehörigen Profile aber erscheinen allzu schematisch nach einer Schollenhypothese zurechtgestutzt und bedurften daher einer Revision.

An kleineren Arbeiten sind noch der Oberland-Führer von BALTZER (50) zu nennen, sowie seine Erläuterungen zu Spezialkarte Nr. 43 (56), die sich auf die Dissertationen von GERBER (47), HELGERS (45) und TROESCH stützen. Ferner BALTZER's Publikation „Zwei Querprofile durch Aarmassiv und Berner Oberland nach der Deckenhypothese" (57), sowie der „Bergsturz von Kiental" (68).

Auf Einzelfragen werde ich später zu sprechen kommen; ebenso auf die zahlreichen und anregenden Publikationen von P. BECK, die mein Gebiet meist nur indirekt betreffen (67, 87, 88, 89, 92, 109, 113, 143).

Auch auf die Arbeiten von ARNOLD HEIM (63) und J. BOUSSAC (90) über die Stratigraphie des Eozäns, die unser Gebiet z. T. streifen, wird erst weiter unten näher eingegangen.

Dagegen erachte ich es als unwichtig, auf die 1913 erschienene Publikation von HELGERS „Einige Bemerkungen zur Tektonik der Berner Kalkalpen" (94) näher einzutreten. Neben einigen zutreffenden Beobachtungen enthält sie zahlreiche Ansichten, die nie einer Widerlegung wert gehalten wurden.

Hingegen sei noch auf die Veröffentlichungen von J. TERCIER (139/140) aufmerksam gemacht. Seine ausdauernden und erfolgreichen Arbeiten an der Berra und im Habkerntale ermutigten mich zu Untersuchungen im Ultrahelveticum meines Gebietes, die sonst, wegen ihrer scheinbaren Aussichtslosigkeit, unterblieben wären.

Erwähnt sei noch die unveröffentlichte, auf einer photographischen Vergrößerung der alten Topographie aufgenommene Originalkarte des anstoßenden Dreispitzgebietes von H. ALTHAUS. 1929 wurde Herr Dr. GÜNZLER-SEIFFERT von der Geologischen Kommission mit der Ergänzung und Revision dieser Karte betraut, da eine Neuaufnahme im Anschluß an meine Kartierung in der Standfluhgruppe und namentlich in Hinsicht auf die Verwendung der neuen topographischen Grundlage erwünscht schien. Da ich im Spätsommer 1929 meine Kartierungsarbeiten im NW abgeschlossen hatte, trat mir Herr Dr. GÜNZLER-SEIFFERT die Kreideregion der Dreispitzgruppe zur Neuaufnahme ab, eine Arbeit, die ich dank bereits früher ausgeführter Begehungen und durch Benutzung großer Photographien in 5 Wochen erledigen konnte.

Obwohl die Aufnahme dieser Gebirgsgruppe ganz außerhalb des Programms für meine Dissertationsarbeit lag, habe ich mir erlaubt, meine Beobachtungen in der vorliegenden Arbeit und den Profilen mitzuverwerten. Wegen der stark veränderten und verbesserten Topographie konnte von der ALTHAUS'schen Aufnahme kaum eine Kontur beibehalten werden.

Zur Publikation meiner Karte durch die Geologische Kommission im Rahmen des Blattes Lauterbrunnen habe ich dieselbe auf Wunsch der Geologischen Kommission auf die alte Topographie umgezeichnet,

da in Rücksicht auf die andern Autoren dieses Blattes (ADRIAN, BECK, GÜNZLER-SEIFFERT, GOLDSCHMID, LOUIS, STAUFFER u. a.) für die Publikation nur die bestehende alte Topographie in Frage kommt und es noch nicht feststeht, wann und in welcher Form die neue topographische Zeichnung zur Veröffentlichung gelangt.

Mit BECK (88), ADRIAN (96), ALTHAUS (nur Karte in 1:25 000 im Manuskript), GOLDSCHMID (137) und SCHNEEBERGER (134) treten wir in die jüngste Phase geologischer Erforschung der Kreide im Deckengebirge des engern Berner Oberlandes, wozu auch die vorliegende Arbeit einen Beitrag liefern möchte.

4. Tektonische Übersicht.

Im vorliegenden Untersuchungsgebiet lassen sich folgende tektonische Einheiten unterscheiden:

1. Wildhorndecke und ihre Stirndigitationen
   a) Dreispitz-Hutmaad
   b) Standfluh.
2. Flyschterrain im Hangenden der Wildhorndecke
   Flysch, Wildflysch, Leimernschiefer und -kalke, Ultrahelveticum i. A. (Obere Kreide? + Tertiär.)
3. Unterlage der Wildhorndecke
   Verschürfte Schollen von Taveyannazsandstein und Flysch (Teile der Diableretsdecke) und eingewickeltes ultrahelvetisches Tertiär und Mesozoikum.

Die Standfluhgruppe ist eine von Längs- und Querverwerfungen durchsetzte Kreide-Tertiärplatte mit mehreren schwachen Verbiegungen, einer kleinen Mulde und einem einzigen, lokal stärker ausgeprägten Gewölbe. Sie findet ihre NW-Fortsetzung in der Birchenberg-Gräbereggplatte rechts des Suldtales und im Buchholzkopf am Thunersee und bildet zwischen Reichenbach im Kandertal und Därligen am Thunersee den äußerlich wenig hervortretenden Rand der helvetischen Kalkalpen.

Mehrere große Längsbrüche stören den relativ einfachen Bau des Gebirges und führen im S der Standfluhgruppe zu beträchtlichen Verwicklungen.

S der Standfluhgruppe erhebt sich die Dreispitzkette. Gestützt auf die faziellen Verhältnisse darf als sicher angenommen werden, daß die beiden Gebirgsgruppen Standfluh und Dreispitz tektonisch

einst durch Synklinalverbindung zusammengehangen haben. Im E-Teil des Gebietes verhindert Flyschbedeckung jegliche Einsicht in diesen Zusammenhang, im W (Kiental) ist er im wesentlichen durch mehrere Vertikalbrüche von beträchtlicher Sprunghöhe gestört und besteht daher überhaupt nicht mehr. Nebstdem zeigt die Überschiebungsfläche der Wildhorndecke deutlich die Tendenz sich gegen die Synklinalen der Decke, hier die Renggeinmuldung, aufzuwölben und so die tiefsten Partien der Synklinalen abzuschneiden. Dadurch wird der Zusammenhang zwischen Standfluh und Dreispitz ebenfalls unterbrochen.

Tektonisch enthält die Dreispitzkette im untern Teil die Hutmaadantiklinale, der sich nach S und oben die Dreispitzsynklinale anschließt. Der Gipfel des Dreispitz gehört wie die Morgenberghornkette zum Mittelschenkel der nächst südlicheren, nicht mehr erhaltenen Falte.

Auch hier sind Längs- und Querbrüche vorhanden. Die Längsbrüche fallen i. a. flach nach S ein. Zum Teil streichen sie den Faltenaxen parallel, zum Teil steigen sie leicht nach E an. Die Querbrüche dagegen stehen fast ausnahmslos steil. Ein Längsbruch mit besonders hohem, horizontalem Verschiebungsbetrag wird zur Bruchfläche, welche die Dreispitzfalte s. s. von der unterliegenden Hutmaadfalte abtrennt, in der Weise, daß der untere Teil der ganzen Falte 80 bis 400 m vorgeschoben wird.

Dazu tritt ein System von Längsstreckungsbrüchen, das im Prinzip dieselbe Erscheinung verkörpert, wie sie GOLDSCHMID (137, 250) an der W-Seite des Morgenberghorns beobachtet hat.

Von Bedeutung für den Aufbau des Untersuchungsgebietes sind ferner die ultrahelvetischen Flyschgesteine, die der Wildflyschzone von Habkern entsprechen. Sie bilden die Füllung der Einsenkung zwischen Hutmaadfalte und Standfluhgruppe im W und erscheinen nach E hin wieder in der Brunnialpeinmuldung und im Gebiet zwischen Därligengrat und Buchholzkopf. Außerdem bilden sie, wie GERBER (83, 349) fand, den Kern der Morgenberghornsynklinale.

Während der Flysch im Standfluhgebiet nur zwei, den helvetischen Stadschiefern aufgesetzte Klippen bildet (Engel und Letze), nimmt er E des Suldtales, wo das helvetische Gebirge als Ganzes tiefer liegt, als zusammenhängende Decke von der Brunnialp bis zum Äschiallmendspitz eine bedeutend größere Fläche ein.

B. Stratigraphie.

I. Wildhorndecke.

Einleitung.

Sowohl Standfluh als auch Dreispitzkette stellen einen Teil der Wildhorndecke dar, der vollständig innerhalb des helvetischen Kontinentalschelfs lag, wie die ruhige Sedimentation, die vorwiegend kalkige Ausbildung des Barrémien und die Grobkörnigkeit der meisten Sandsteine beweisen. Vollständig entwickelt ist die untere Kreide von den Valangienmergeln bis zum obern Schrattenkalk, welch letzterer jedoch durch eine Erosionsperiode zwischen Gargasien und Bedoulien im Norden des Gebietes ganz, im S teilweise abgetragen wurde. Während von da an im N (Standfluh-Wetterlatte-Birchenberg) bis ins Auversien nichts mehr erhalten ist, unentscheidbar ob primär oder infolge späterer Abtragung, transgredierte im S (Dreispitz-Hutmaad und Buchholzkopf) vorerst der Glaukonitsandstein des Gargasien auf die karrige Schrattenkalkoberfläche, worauf die Sedimentation bis zur Ablagerung der Concentricusschichten ununterbrochen fortdauerte. Durch vorcenomane Erosion erfolgte wiederum durchgehende Abtragung bis auf wenige Meter Gargasiensandstein (Ausnahme P. 1947), worauf mit der Transgression des Seewerkalks die Oberkreide einsetzte. Ob die Wangtransgression nordwestwärts bis in das Morgenberghorn-Dreispitzgebiet reichte, läßt sich nicht entscheiden, da durch voreozäne Erosion die Oberkreide wieder bis auf den Seewerkalk abgetragen wurde. Die Seewermergel blieben bloß lokal erhalten, und zwar vorwiegend dort, wo sie durch voreozäne Brüche in den Seewerkalk eingesenkt erscheinen.

Hierauf setzt mit einem grobkörnigen Quarzsandstein im Lutétien die eozäne Transgression ein. Sie erreichte im Auversien auch die Standfluh und hielt an bis ins Priabonien, d. h. bis zum Beginn der Gebirgsbildung. Die Lücke zwischen transgredierendem Eozän (Lutétien im S, Auversien im N) und der Kreideunterlage ist demnach sehr ungleich groß; sie beträgt im N ein Maximum (Unt. Schrattenkalk bis Auversien), nimmt aber gegen S sehr rasch ab und ist durchschnittlich am kleinsten in der Dreispitzgruppe. Die Hutmaadfalte nimmt eine Mittelstellung ein zwischen Standfluh und Dreispitz, wobei aber besonders zu betonen ist, daß bei ähnlicher stratigraphisch-fazieller Ausbildung sich die Stelle bester Ausbildung und Erhaltung der mitt-

leren und oberen Kreide in der Hutmaad- (P. 1947) und nicht in der Dreispitzantiklinale befindet.

Es lassen sich demnach im Untersuchungsgebiete zwei streng getrennte Faziesbereiche unterscheiden, eine N-Fazies ohne mittlere bis obere Kreide und ohne Lutétien und eine S-Fazies mit nahezu vollständiger Schichtreihe.

Da sich Faziesstreichen und Faltenstreichen überschneiden, so verläuft die Grenze zwischen N- und S-Fazies nicht parallel zu den tektonischen Elementen, sondern diese verteilen sich folgendermaßen auf die beiden Faziesbereiche:

	Kiental—Suldtal	Suldtal—Thunersee
NW-Fazies	Standfluh Wetterlatte	Birchenberg—Wolfholz Gräberegg | Buchholzkopf
SE-Fazies	Höchstfluh—Obersuldberg Dreispitz (Oberer Teil)	Hutmaad (Morgenberghorn)

Es sei ausdrücklich betont, daß die Begriffe N- und S-Fazies lokal aufzufassen sind und nicht mit allen Nachbargebieten in Beziehung gebracht werden dürfen. Was ich als S-Fazies bezeichne, ist z. B. bei GOLDSCHMID N-Fazies. Dagegen ist mit den Gebieten von ADRIAN und SCHNEEBERGER ein direkter Vergleich erlaubt.

In der Folge soll auf die mikroskopische Beschreibung der Sedimente besonderes Gewicht gelegt werden, da dieselbe bis jetzt fast ganz vernachlässigt wurde, im Gegensatz zu den palaeontologisch-stratigraphischen Darlegungen, denen ich, die Dreispitzkette ausgenommen, wenig beizufügen habe.

Kreide.

1. Valangien.

Valangien N-Fazies.

Diese Gesteinsgruppe tritt im Richtigraben auf der W-Seite und unter der Faulenmattfluh auf der E-Seite der Standfluhgruppe zutage und wurde von GERBER eingehend beschrieben (83, 325). Es handelt sich im Richtigraben um eine fossilleere Gesteinsfolge in der kieselige

Schiefer, Kieselkalke und helle, schrattenähnliche Kalke auftreten, wobei die urgonartige Kalkfazies nach oben hin zunimmt und gegenüber den hangenden Kieselkalken des Hauterivien als charakteristisches Unterscheidungsmerkmal dient. Intensive Dislokationsmetamorphose hat jede Fossilspur verwischt.

Mikroskopisches:

Unterer Valangienkalk (Schichten 9—12 bei GERBER, 83, 326), Richtigraben.

Die zurücktretende mesokristalline Grundmasse war ursprünglich tonig, wurde aber infolge Sammelkristallisation zu fast reinem Kalzit. Sie zeigt nesterweise angereicherte sekundäre Quarzinfiltrationen und Limonitimprägnationen. Der Quarz stammt wahrscheinlich von aufgelösten Kieselschwammnadeln her.

Die Hauptmenge der Einschlüsse bilden Onkoide, die primär als Mikrogerölle eines tonigen Sedimentes abgelagert wurden und diagenetisch zu tonigen Wolken und Onkoidschlieren geworden sind. Mehr vereinzelt beobachtet man schön idiomorphe Dolomitrhomboeder.

An Mikroorganismen findet man besonders zahlreiche Textularien, einige Milioliden und Kalkalgen. Spongiennadeln sind selten.

Oberer Valangienkalk (Schichten 15—16, 83, 327), Richtigraben.

Hat Ähnlichkeit mit dem vorigen, ist aber diagenetisch stärker verändert. Die Grundmasse ist fast klar und grobkristallin. Ihr Kalzit wird von Quarzinfiltrationen durchsetzt, die zu skelettartiger, sekundärer Quarzkristallbildung geführt haben. Diese Verkieselung durchsetzt die SK*)-Kalzitrhomboeder der Grundmasse, ist also älter. Es ist eine spezifische Eigentümlichkeit des Valangien, solche sekundären Quarznadeln und Skelette zu führen.

Die Onkoide werden meist von einer radialen, diagenetischen Kalzitrinde umgeben. Im allgemeinen machen sich Entmischungserscheinungen im Innern der Onkoide nur schwach bemerkbar. Zuweilen aber besteht ihr Kern aus einem Kalzitaggregat.

Aus petrographischer Analogie sind auch die dunklen, wirren Mergel, urgonartigen Kalke und Kieselkalke von oberhalb Hanselen und dem linken Ufer des Suldbaches ins Valangien zu stellen. Leider fehlen beweisende Fossilien. Sowohl die makroskopische als auch die mikroskopische Übereinstimmung mit den entsprechenden Schichten der Dreispitzkette z. B. ist aber überraschend. Das Valangien der Standfluhgruppe wird demnach nach N und NW wieder bathyaler (im Vergleich zur neritischen Fazies im Richtigraben) und nähert sich damit der bathyalen Ausbildung in der Randkette N des Thunersees (Sichel).

*) Sammelkristallisation wird in der Folge durchweg mit SK abgekürzt.

Mikroskopisches:

Valangienkalk in Urgonfazies am linken Suldufer.

Die Grundmasse ist mesokristallin, im allgemeinen infolge wolkig verteilter Tonpartikel getrübt und nur dort klar, wo die SK kräftig wirkte.

Unter den Einschlüssen wiegen runde bis ovale Tononkoide mit kalzitischem Kern vor. Ihre Größe ist auffallend gleichmäßig und beträgt im Mittel 0.08 mm. Zahlreiche Milioliden, Bryozoen, Textularien und Krinoidenbruchstücke geben dem Gestein ein charakteristisches Gepräge, wie es nur Valangienkalke und Schrattenkalk aufweisen. Bivalvenfragmente und Diploporenquerschnitte sind seltener, Cristellarien fraglich.

Valangien S-Fazies.

a) **Valangienmergel:**

Diese Gesteinsfolge bildet über dem Steilabsturz des Malm die runden, sanftgeformten Weiden der Egg- und Lattreienalpen. Sie besteht aus grau bis hellbraun anwitternden, fein gebänkelten Mergelschiefern, die sehr schmiegsam sind und intensive Kleinfältelung aufweisen können. Dazwischen schalten sich vereinzelt Kalkbänke von 2 bis 20 cm Mächtigkeit ein. In den tiefern Lagen handelt es sich um einen grauen, ziemlich dichten Kalk von malmähnlicher Beschaffenheit. Im Eggbach bei Eggmatte sind die Kalkbänke direkt über dem Malm besonders häufig, so daß hier eine Bildung entsteht, die in der Ostschweiz als Zementsteinschichten bezeichnet würde. Im Malmfenster der Lattreienalpen dagegen folgt direkt über dem Malmkalk ein mächtiger Valangienmergelkomplex, worauf sich erst einige zementsteinartige Kalkbänke einzuschieben beginnen.

Nach oben hin werden die Kalkbänke sandiger und kieseliger. Gleichzeitig nehmen sie an Häufigkeit rasch zu und bilden infolge ihrer größern Widerstandsfähigkeit gegenüber den Einflüssen der Verwitterung hervorragende Bänder in den Mergeln. Diese Struktur liefert den einzigen Anhaltspunkt zum Erkennen der Schichtung, da diese in den Mergeln durch Druckschieferung vollständig verwischt ist. Sowohl Mergelschiefer als auch Kalkbänke werden von zahlreichen Kalzitadern durchsetzt.

Betreffend Fossilführung verweise ich auf das Register von MOESCH (27, 268). GERBER fand an der Egg

Terebratula diphyoides d'ORB. und

Terebratula spec. indet.

Ich sah nur einen unbestimmbaren *Aptychus* und einige Kriechspuren.

Die Grenze gegen den untern Valangienkieselkalk ist unscharf. Immerhin treten innerhalb weniger Meter die Mergelschiefer zurück und werden durch einen dichten, hellgrauen, schwach sandigen Kalk ersetzt.

Im Großen und Ganzen zeigen die Valangienmergel große Ähnlichkeit mit denjenigen des Saxetentales, wie sie von GOLDSCHMID beschrieben wurde (137, 206).

GERBER (83, 337, Fig. 3) schätzt die Mächtigkeit der Valangienmergel auf ca. 600 m, was mir zu viel scheint. Es mögen unter Berücksichtigung der tektonischen Stauung 2—300 m sein. Am Übergang zur Hutmaadantiklinale, am S-Hang des Höchst schätzt man sogar nur noch 100 m. Neben stratigraphisch geringerer Mächtigkeit mag allerdings hier in geringem Grade auch tektonische Reduktion mitspielen.

b) **Unterer Valangienkieselkalk:**

Diese Schichtfolge tritt auf der Südseite der Dreispitzkette landschaftlich hervor durch steile Hänge, die über den weichen Geländeformen der Valangienmergel beginnen.

Die Beschreibung des untern Valangienkieselkalkes der Morgenberghornkette, die von GOLDSCHMID (137, 207) gegeben wurde, trifft auch für die Dreispitzkette fast unverändert zu.

Mit raschem Übergang, aber ohne Diskontinuität, folgt auf die Valangienmergel eine mächtige Wechsellagerung von dunklen, rauh und braun anwitternden Kieselkalken mit helleren, mehr diphyoidesähnlichen Kalkbänken. Faziell ersetzen diese hellen Kalke die Mergel der darunterliegenden Stufe. Rote Flecken, wie sie GOLDSCHMID (137, 208) und STAUFFER melden, sind auch hier vorhanden.

Die Bankung variiert zwischen 3—12 cm, beträgt im Mittel 6 cm.

Nur gerade in den untersten Partien, insbesondere dort, wo noch dünne Schieferlagen zwischen den Kalkbänken auftreten, beobachtet man N der Eggschafalp z. B., eine bemerkenswerte Druckschieferung, die wie gewohnt unter spitzem Winkel zu den Schichtfugen verläuft. Sie schneidet jedoch Mergelschiefer und Kalke nicht unter demselben Winkel, sondern befolgt beim Durchgang durch die Kalkbänke ein Brechungsgesetz (analog dem optischen Brechungsgesetz von Snellius), wobei die durch den Kalkgehalt bedingte Härte den Brechungsquotienten zu bedingen scheint.

Nach oben hin nehmen die hellen diphyoidesähnlichen Kalke zu und die Kieselkalke ab. Hier sind gelbe und rötliche Verwitterungsfarben typisch, hervorgerufen durch Glaukonit und feine Pyriteinstreuungen. Der Glaukonit tritt aber immer nur untergeordnet auf und sein Vorkommen ist jeweilen in vertikalem und horizontalem Sinne beschränkt. Es treten daher nur Anklänge an GOLDSCHMID's (137, 209) Tüpfchenschiefer auf, während typische Ausbildung fehlt.

Dagegen ist der Kieselknauerhorizont durchwegs gut ausgebildet und deutet die Nähe der oberen Grenze des unteren Valangienkieselkalkes an.

c) **Diphyoidesgruppe.**

(Hellbräunliche, graue, dichte, seewerähnliche Kalke.)

GOLDSCHMID's (137, 209) Beschreibung dieser Gesteinsgruppe gilt mit folgenden Abänderungen auch für die Dreispitzgruppe:

Eine deutliche Echinodermenbrekzie, wie sie S des Groß Schiffli in den glaukonitischen Tüpfchenschiefern auftritt, wurde nicht gefunden, auch sind die untern Partien im Dreispitzgebiet nicht spätig. Hingegen ist die knollige schiltkalkähnliche Fazies gut entwickelt (bis 25 m) und beteiligt sich in wesentlichem Maße am Aufbau des unteren Teiles der Diphyoidesgruppe, während die oberen Schichten vorwiegend aus hellen, feinblättrigen Mergelschiefern bestehen. Besonders in der Mitte treten braunsandige Kieselkalkeinlagerungen auf, die aber nie überhand nehmen.

Nach unten vollzieht sich ein Übergang in den unteren Valangienkieselkalk, charakterisiert durch das Auftreten dünnbankiger Kieselkalke und rasche Zunahme des Kieselgehaltes.

Nach oben erfolgt rasch, aber ohne Diskontinuität, ein Übergang in eintönige, mächtige Kieselschiefer, die das Äquivalent des

d) **Oberen Valangienkieselkalkes**

darstellen dürften. Diese kieseligen Schiefer sind von den hangenden Schiefern des Hauterivien nicht abtrennbar und die betr. Grenze auf Karte und Profilen ist hypothetisch.

GOLDSCHMID fand im E seines Gebietes einen hellen Kalkhorizont mit abgerollten Ammoniten, Belemniten und Glaukonit, den er als Valangien-Hauteriviengrenze kartierte. Aber schon am Morgenberghorn ist es, wie auch in der Dreispitzkette, unmöglich, die beiden Stufen zu trennen. Was die Grenzlegung im Gebiete ADRIAN's anbetrifft, verweise ich auf die Kritik von GOLDSCHMID (137, 219).

Erwähnenswert ist sowohl für die Valangienkieselschiefer, als auch für die schiefrige Basis des Hauterivien eine kräftige Druckschieferung.

Zusammenfassung.

Das Valangien der S-Fazies vermittelt den Übergang zwischen den gleichaltrigen Schichten der Morgenberghornkette und denen des Ärmighorns, wobei die faziellen Anklänge an die Morgenberghornkette vorwiegen. Es setzt sich zusammen aus einer Folge von Mergeln, Mergelkalken, Sandkalken, Kieselkalken und kieseligen Schiefern. Abgesehen von den tektonisch bald gestauten, bald reduzierten Valangienmergeln, beträgt seine Gesamtmächtigkeit durchschnittlich 350 m für die Dreispitz-, 250 m für die Hutmaadantiklinale. Die Gliederung erfolgt, wie auch in den Nachbargebieten, nur nach lithologischen Merkmalen. Unter Einbeziehung der Gebiete von ADRIAN (96) und GOLDSCHMID (137) verteilen sich die Mächtigkeiten folgendermaßen:

	Ärmighorn (Schwarzgrätli)	Dreispitz	Morgenberghornkette W	Morgenberghornkette E	Hutmaad (Spiggengrund)
Ob. Valangienkieselkalk	60 m	? 100 m	130 m	110 m	? 75 m
Diphyoidesgruppe	125 m	110 m	65 m	40 m	75 m
Unt. Valangienkieselkalk	130 m	140 m	130 m	160 m	100 m
Total	315 m	350 m	325 m	310 m	250 m

2. Hauterivien.

a) Hauterivien N-Fazies.

Diese Stufe zeigt die bekannte Ausbildung als Kieselkalk.

Der makroskopischen Beschreibung von GERBER (83, 327) habe ich wenig beizufügen. Im Faltschengraben findet man an der Basis eine sehr grobkörnige Echinodermenbrekzie. Der ganze Komplex mißt 300 m, die unterste, schiefrige Partie erreicht 10—30 m.

Mikroskopisches:

Hauterivienkieselkalk des Faltschengrabens.

Die mikrokristalline Grundmasse ist tonig, braun pigmentiert und führt Limonitschnüre.

Einschlüsse: Anorganogene: Zahlreiche Quarzkörner, deren Größe variiert zwischen 0,02 bis 0,1 mm und im Mittel ca. 0,05 mm beträgt. Die großen Körner zeigen gute Rundung, die kleinen sind eckig oder doch nur

ganz schwach abgerollt. Zahlreiche, sich kreuzende Kalzitadern durchsetzen das Gestein. Nesterweise treten limonitisierte Pyrithexaeder auf. Glaukonit fehlt vollständig, entgegen dem von SCHNEEBERGER (134, 33) veröffentlichten Befund für die Randkette N des Thunersees.

Organogene: Massenhaft Spongiennadeln (Monaxone), größtenteils kalzitisiert, seltener verkieselt (Quarzin).

Da die SK besonders auf die Organismentrümmer kräftig wirkte und weniger auf die Grundmasse, haben die Spongiennadeln ihre organische Struktur völlig verloren; ebenso die seltenen Trümmer von Krinoiden, die kaum mehr als solche erkennbar sind.

Hauterivienkieselkalk bei Vorderfaulenmatt, nahe an der Überschiebungsgrenze der Wildhorndecke.

Die stark vorherrschende Grundmasse ist durch SK kräftig beeinflußt und holokristallin geworden. Sie ist bald klar, bald intensiv braun pigmentiert und schließt zahlreiche Quarzkörner von 0.04 mm Dicke ein. Dieselben sind ihrer Kleinheit wegen meist eckig, seltener gerundet und zeigen undulöse Auslöschung. Glaukonit fehlt ganz. Organismentrümmer sind unkenntlich, ausgenommen die massenhaft vorhandenen Kieselschwammnadeln, die sekundär verkalkt sind. Auch die Quarzkörner dürften z. T. sekundärer Entstehung sein. Die primäre Schichtung des Gesteins macht sich im Schliff durch Anklänge an Fluidaltextur bemerkbar.

b) S-Fazies.

In der Dreispitzkette ist das Hauterivien mit einer Mächtigkeit von 300—400 m vertreten. Es setzt sich zusammen aus Kieselschiefern unten und den bekannten, musterhaft gebankten Kieselkalken im oberen Teil. Echinodermenbreccien fehlen. Zu oberst werden die Bänke dicker und infolge Zunahme des Kalkgehaltes auch heller. Gleichzeitig beginnen die Schieferlagen zwischen den Kieselkalkbänken zu vermergeln und überhand zu nehmen.

Das Hauterivien der Hutmaadfalte zeigt dieselbe Ausbildung.

Mikroskopisches:

Hauterivienkieselkalk der Hutmaadantiklinale im Suldtal.

Die Grundmasse wiegt vor, ist mesokristallin und ziemlich stark tonig getrübt.

Die Hauptmenge der Einschlüsse bilden Quarzkörner von 0.08 bis 0.1 mm Durchmesser. Die Größenunterschiede der Körner sind außerordentlich gering. Die kleinern zeigen scharfe Ecken und Kanten, die größern sind schwach kantengerundet. Dazu treten vereinzelte limonitisierte Pyritkörner. Glaukonit fehlt auch hier vollständig, entgegen den Beschreibungen von ARNOLD HEIM (81) und W. SCHNEEBERGER (134, 33).

Unter den zurücktretenden organischen Einschlüssen wiegen Spongiennadeln (Monaxone), Krinoidenbruchstücke und Textularien vor.

3. Barrémien.

a) Barrémien N-Fazies.

Drusbergschichten:

Wie ADRIAN (96, 289) im Nachbargebiet, konnte ich in der Standfluhgruppe und am Birchenberg keine Altmannschichten auffinden.

Die Grenze Hauterivien-Barrémien wurde dort durchgelegt, wo die typischen, blaugrauen Kieselkalkbänke innerhalb einer Strecke von 0,5 bis 1 m in hellen, urgonähnlichen und oft oolithischen Kalk übergehen. Erst über diesen Kalken folgen 20—30 m Drusbergmergel, worauf dann die typische Schrattenkalksedimentation einsetzt. Am SW-Hang des Kientalerhorns trifft man folgendes Profil (von unten nach oben):

	x	m	Hauterivienkieselkalk.
1.	2	m	Wechsellagerung von urgonartigem Kalk mit Kalkschiefern.
2.	25	m	heller schrattenähnlicher Kalk, mit 5—25 cm Bankung.
3.	5	m	dunkler, toniger Kalk.
4.	4	m	schiefriger, dunkler Mergelkalk.
5.	2,7	m	dunkler, schrattenähnlicher Kalk.
6.	22	m	blaugraue, kalkige Mergel mit dunklem Bruch, hellgrau anwitternd = Drusbergmergel.
7.	30	m	Schrattenkalk (tektonisch reduziert).

Ähnliche Verhältnisse beobachtet man unter der Faulenmattfluh. Ausnahmsweise trifft man hier ca. 90 m Drusbergmergel. Diese Mächtigkeit dürfte aber auf tektonischer Zusammenschürfung beruhen.

Die mikroskopische Untersuchung der verkalkten Drusbergschichten liefert folgendes Bild:

Grundmasse: Durch SK holokristalliner und geklärter Kalzit. Einschlüsse: Sehr trübe, tonige Ooide und Onkoide, die z. T. durch Limonitschnüre voneinander getrennt sind. Dazu treten Echinodermenbruchstücke, Diploporenquerschnitte und Zweischalerfragmente.

Es handelt sich um einen typisch organogenen Kalk, der sich von echtem Schrattenkalk hauptsächlich durch den hohen Tongehalt unterscheidet.

Am Birchenberg fehlen Drusbergschichten vollständig. Unter der Gräberegg fand ich:

	x	m	Hauterivienkieselkalk mit Schieferzwischenlagen.
1.	11	m	massiger Kieselkalk mit 0,5—1 m Bankung.
2.	2,5	m	kalkige Mergelschiefer = kalkige Drusbergmergel.
3.	2	m	dunkler, kieseliger, schrattenähnlicher Kalk.
4.	1	m	Drusbergmergel.
5.	25	m	Schrattenkalk, graublau, dicht mit zahlreichen Kalzitadern.
6.	25	m	Hohgantsandstein.
			Stadschiefer.

Demnach beträgt hier die Gesamtmächtigkeit der Drusbergschichten (Nr. 2—4) nur 5,5 m.

Die psammographische Untersuchung der Drusbergmergelfazies ergab folgende Werte:

Drusbergmergel des Faltschengrabens:

Karbonate	65,1 %
Sand (Fraktionen IV—II)	12,6 %
Ton	22,3 %

Drusbergmergel des Täsegrabens:

Karbonate	65,3 %
Sand (Fraktionen IV—II)	12,1 %
Ton	22,3 %

Es handelt sich demnach um sandig-kalkige Mergel.

Schrattenkalk:

Dieses Gestein ist in der N-Fazies scharf vom Liegenden getrennt und besteht aus dichten oder spätig bis oolithisch ausgebildeten Kalken, die im unteren Teil grob gebankt sind, nach oben hin aber massige Textur annehmen. Echinodermenbreccien findet man in verschiedenen Niveaux, besonders oft in der Mitte. Durchgehende Horizonte fehlen aber. Lokal findet man brecciöse Ausbildung in den obersten Lagen mit bis faustgroßen Komponenten (Wetterlatte).

Die Mächtigkeit beträgt im Standfluhgebiet 70—90 m. Sie ist am größten im N und nimmt nach S und E hin ab. Im S-Teil der Faulenmattfluh erreicht sie noch 30—50 m und sinkt an der Gräberegg sogar auf wenige Meter, wobei aber tektonische Einflüsse mitspielen.

Die Urgonfazies zeichnet sich aus durch große Reinheit des Kalziumkarbonates. Die psammographische Analyse ergab folgende Werte:

Schrattenkalk, NW-Hang des Engel:

Karbonate	99,3 %
Sand + Ton	0,7 %

Schrattenkalk der Faulenmattfluh:

Karbonate	99,6 %
Sand + Ton	0,4 %

Mikroskopisches:

Im allgemeinen handelt es sich nach der Terminologie von CAILLEUX um typische calcaires grumeleux, die als organische Bestandteile massenhaft Einschlüsse von Milioliden, Textularien, Rotalien, Orbitolinen (vereinzelt) usw. enthalten.

Schrattenkalk Hochgalm-Faulenmatt. Typischer Oolith.

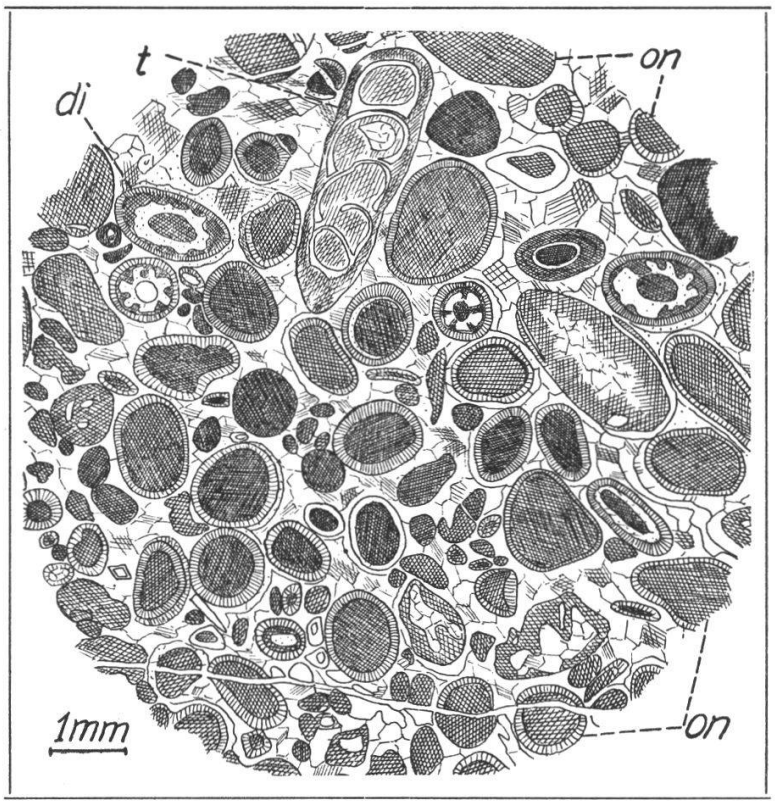


Fig. 1. **Schrattenkalk**, Hochgalm-Faulenmatt.

In mesokristalliner Grundmasse eingelagert: Onkoide (on) mit Ooidrinden, Diploporen (di) und 1 *Textularia* (t). Manche Einschlüsse zeigen einen durch SK* entstandenen Kalzitrand.

---

* Sammelkristallisation wird auch im Folgenden durchwegs mit SK abgekürzt.

Grundmasse: Mesokristalliner und diagenetisch geklärter Kalzit.

Die Einschlüsse sind vorwiegend anorganisch und größtenteils stark tonig getrübte, konzentrisch schalige Ooide, deren äußere Rinde stärker getrübt ist als das Innere, das aus einem feinkörnigen grauen Kalkmergel von mehr oder weniger homogener Beschaffenheit zu bestehen scheint.

An organischen Einschlüssen beobachtet man gelegentlich von Stylolithschnüren durchsetzte Orbitolinen, Bryozoen und Diploporen, wie ARBENZ zeigte. Letztere wurden von GERBER (47, 59) als Zahnrädchen bezeichnet.

Schrattenkalk am Weg Faltschenallmend-Kolbenbergli und Schrattenkalk des Steinritzgrabens.

Kommen aus der Nähe der Überschiebungsfläche der Wildhorndecke und sind entsprechend dislokationsmetamorph. Sie zeichnen sich aus durch fortgeschrittene Umkristallisation der Grundmasse sowohl, als auch der Einschlüsse. Die SK führte zur Entstehung zahlreicher Dolomitrhomboeder, die helle, scharf abgegrenzte Anwachsungsrinden zeigen, und in deren Innern sich oft ein Aggregat sehr kleiner aber kristalliner Individuen vorfindet. Auch die äußeren Rinden der Dolomitrhomboeder sind z. T. sehr feinkörnige Aggregate, erkennbar an der nicht eintretenden Auslöschung bei gekreuzten Nicols. An organischen Einschlüssen sind nur einige Echinodermenbruchstücke erkennbar.

Akzessorisch tritt Glaukonit auf.

Schrattenkalk bei der Faulenmatthütte, diagenetisch nur schwach veränderte Urgonfazies.

Die Grundmasse ist stark tonig getrübt und kryptokristallin.

Die Einschlüsse sind überwiegend organogen und setzen sich zusammen aus Ostracoden, Milioliden, Textularien, Bryozoen, Diploporen, dünnen Seeigelstacheln und einer Reihe unbestimmbarer Fossiltrümmer.

Vereinzelt erscheinen Pyriteinstreuungen.

Wie schon GERBER (83, 328) sah, ist der Orbitolinahorizont im Gebiete der N-Fazies verkalkt und steril, wenn er überhaupt vorhanden ist und nicht in einer der Erosionsperioden zwischen Gargasien und Auversien abgetragen wurde. Ich fand im Felde keine Orbitolinen. Hingegen treten solche vereinzelt in Dünnschliffen auf.

b) S-Fazies.

Drusbergschichten:

Wenn auch typische fossilreiche Altmannschichten im Gebiete der Dreispitz- und Hutmaadfalte fehlen, so findet sich doch im Hangenden des Hauterivien im Gegensatz zur Nordfazies auf größere Erstreckung eine bis 30 cm mächtige brekziöse Bank, die reichlich mit

unkenntlichen Fossiltrümmern, Glaukonit und Phosphoritknollen gespickt ist. Es handelt sich unzweifelhaft um ein Aequivalent der Altmannschichten. Man beobachtet die Bank dort wo der Kieselgehalt des Hauterivien abnimmt und dafür hellere Anwitterungsfarben und größere Mergelzwischenlagen auftreten. Sie fehlt stellenweise, vermutlich infolge submariner Abtragung.

Der Ausdruck Drusbergmergel wird mit Absicht vermieden, denn die bathyale Mergelfazies tritt stark zurück. Dunkle schrattenähnliche und z. T. oolithische Kalke wechsellagern ohne Gesetzmäßigkeit mit kalkigen Mergeln. GERBER (83, 327, Fig. 3) erwähnt Silexknauer. Erst an der Grenze gegen den Schrattenkalk trifft man einen Mergelkomplex von ca. 30 m Mächtigkeit. Darüber folgt mit scharfer Grenze der kompakte Schrattenkalk.

In der Hutmaadfalte sind die gesamten Drusbergschichten als dunkle, feinsandige und schrattenähnliche Kalke ausgebildet.

Am Buchholzkopf tritt als tiefstes Schichtglied wieder eine mindestens 140 m mächtige Wechsellagerung dunkler Kalke mit Mergelschieferzwischenlagen zutage, die nach den Fossilfunden und nach der Beschreibung von MOESCH (27, 327) ins Barrémien zu stellen sind. Diese Barrémienfazies ist südlicher als diejenige der Hutmaadfalte, obschon der Buchholzkopf tektonisch nördlicher liegt.

Schrattenkalk:

Wie bei GOLDSCHMID kann auch im Dreispitzgebiet die bekannte Gliederung in

Oberer Schrattenkalk
Orbitolinamergel
Unterer Schrattenkalk

nicht durchgeführt werden, weil die Orbitolinaschichten verkalkt sind und im Anstehenden schwer aufgefunden werden können, da der Schrattenkalk steile Wände bildet. Funde von Orbitolinen im Schutt lassen aber die Anwesenheit von Aptienschrattenkalk wahrscheinlich erscheinen. Dafür sprechen fernerhin zahlreiche Requieniaquerschnitte in den obersten Partien des Schrattenkalkes.

Der Schrattenkalk der Hutmaadfalte und der des Buchholzkopfes sind demjenigen der Dreispitzfalte sehr ähnlich. Nur die Mächtigkeit ist geringer.

Mikroskopisches:
Schrattenkalk des Obersuldbergs.

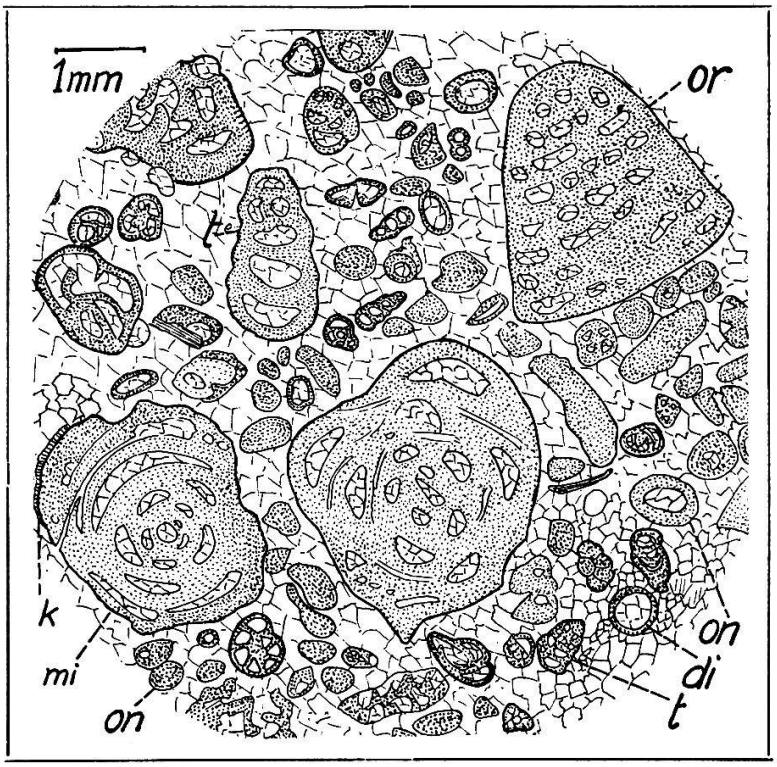


Fig. 2. **Schrattenkalk,** Obersuldberg (Hutmaadantiklinale).
Grundmasse: Mesokristallin. Einschlüsse: Onkoide, mechanisch deformiert (on), Orbitolinen (or), Milioliden (mi), Textularien (t) und Diploporen (di). k: Durch SK entstandene Kalzitrinde.

Die Grundmasse tritt zurück und spielt die Rolle eines durch SK aufgehellten, mesokristallinen Zementes.

Anorganische Einschlüsse: Vorwiegend aus runden oder elliptischen, stark trüben tonigen Onkoiden bestehend, deren Durchmesser zwischen 0,02—0,2 mm schwankt. Dieselben sind zum Teil mechanisch deformiert. Dazu treten vereinzelte Quarzkörner von 0,02—0,1 mm Durchmesser. Sie sind eckig und wahrscheinlich sekundärer Entstehung.

Statt idiomorpher Onkoide beobachtet man stellenweise ein Netz von tonigen Schnüren, welche die klaren Kalzitkriställchen der Grundmasse umschließen.

Organische Einschlüsse: Prachtvolle Milioliden, insbesondere Quinqueloculinen und Biloculinen; ferner Orbitolinen, Textularien, ?Discorbinen und Diploporen.

Zusammenfassung über Drusbergschichten und Schrattenkalk der N- und S-Fazies.

Die beschriebenen Schichten weisen im Streichen nahezu konstante Ausbildung auf, sind aber quer dazu einem rascheren Fazieswech-

sel unterworfen, der sich u. a. in den variablen Mächtigkeiten zu erkennen gibt. Unter Einbeziehung des westlichen Nachbargebietes ergibt sich folgende Verteilung zwischen Drusbergschichten und Schrattenkalk:

	Bachfluh	Hutmaadfalte	Salzhorn (Ärmighorn)	Dreispitzfalte
Schrattenkalk (unterer und oberer)	150 m	100—120 m	260 m	ca. 130 m
Drusbergschichten:				
Mergel	95 m	ca. 10 m	45 m	30 m
Kalke		90 m	65 m	220 m
Total	245 m	200—220 m	370 m	380 m

Unter Berücksichtigung der Mächtigkeiten im Standfluhgebiet (N-Fazies), wo man 70—90 m Schrattenkalk
20—30 m Drusbergmergel
und 30—45 m Drusbergkalke
also total 120—165 m mißt, ergibt sich demnach eine Mächtigkeitszunahme gegen S von ca. 230 m.

Allgemein läßt sich sagen, daß für das ganze Untersuchungsgebiet der Ablagerungsraum gerade vor dem Einsetzen des Schrattenkalkes am tiefsten war. Der Verlauf der Isopen ist ähnlich wie im Valangien, mit dem Unterschied, daß letzteres am Stirnrand der Standfluhgruppe wieder bathyalere Ausbildung annimmt, während hier das ganze Barrémien in neritischer Schrattenkalkfazies auftritt.

4. Gault. (Nur in der S-Zone.)

Dieses Gestein bildet ein rostrotes Band, das im NW-Hang der Dreispitzkette, am Fuße der Schrattenkalkwand in verkehrter Lagerung durchzieht und genau die Ausbildung zeigt, wie sie GOLDSCHMID (137, 233) vom Morgenberghorn und Därligengrat beschrieben hat. Auch den Darstellungen desselben Autors betr. Gault der Hutmaadfalte und dem Kreide-Eozänprofil unter P. 1947 am Höchst von GERBER (83, 341, Fig. 6) und BOUSSAC (90, 338, Fig. III) habe ich wenig beizufügen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 4—25 m. Der Kontakt mit dem Liegenden ist transgressiv, aber meist scharf und linear. Da und dort findet man jedoch aufgearbeitete Schrattenkalkknollen und bis 70 cm tiefe, mit Glaukonitsandstein ausgefüllte Taschen im Schrattenkalk.

Der Gault des Buchholzkopfes ist identisch mit demjenigen der Hutmaad und erreicht ca. 5 m Mächtigkeit.

Mikroskopisch zeigt der dunkle massige Glaukonitsandstein des Gargasien, der sich in überwiegendem Maße am Aufbau des Gault beteiligt, folgendes Bild:

Glaukonitsandstein der Dreispitzfalte.

Die Grundmasse ist mesokristalliner, meist stark tonig getrübter Kalzit und spielt die Rolle eines stark zurücktretenden Zementes. Zum Teil füllt aber auch flaseriger allotriomorpher Kalzit die Lücken zwischen den Einschlüssen. Ausnahmsweise ist die Grundmasse durch SK holokristallin.

Einschlüsse: Vorwiegend sind eckige, schwach kantengerundete Quarzkörner, die sehr gut sortiert sind im Mittel 0,2 mm Durchmesser aufweisen. Dazu treten zahlreiche kleinere, meist flaserig ausgebildete Glaukonitkörner. Weiter fallen 0,01—0,05 mm große Einstreuungen von idiomorphen Pyrithexaedern auf. Das Gestein ist reich an Limonit, der zum Teil aus Glaukonit entstanden ist. Er schließt oft kleinere Glaukonitkörner ein und umrindet größere.

Ähnliche Zusammensetzung zeigt das Gargasien der Hutmaadfalte, z. B. im Fenster unter P. 1947.

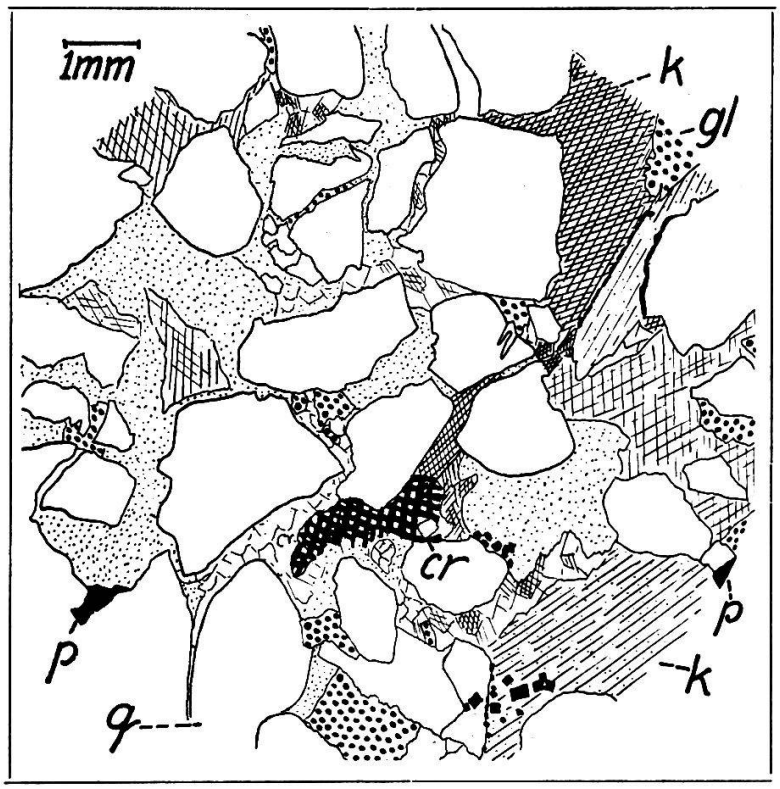


Fig. 3. **Gargasiensandstein,** Fenster b. P. 1947 (Hutmaadantiklinale).

q: Quarz. gl: Glaukonit. p: Pyrit. cr; Pyritifiziertes Krinoidenbruchstück. k: Kalzit. Grundmasse: Kryptokristallin (fein punktiert).

Grundmasse: Besteht einerseits aus einheitlich auslöschenden Schalentrümmern und grobkristallinen, zwillingslamellierten Kalzitkristallen, anderseits aus einer kryptokristallinen Kalkmasse mit stärkerer Pigmentierung. Vereinzelte Glaukonitkörner sind auch durch sekundär infiltrierten Quarz als Zement verbunden.

Einschlüsse: Splittrige Quarzkörner von 0,1—0,15 mm Durchmesser, undulös auslöschend, mit sekundären Korrosionserscheinungen. Glaukonit als flaseriger, diagenetischer Glaukonitzement in Form von idiomorphen, abgerollten Körnern. Schöne Verzahnungen von Glaukonit mit Quarz und Kalzit. Phosphorit ist durch braune isotrope Körner vertreten. Als mehr zurücktretende Einschlüsse sind zu erwähnen: Bivalvenbruchstücke, Kalkalgenquerschnitte und Crinoidenbruchstücke, deren Poren durch Glaukonit infiltriert sind, ferner Pyrithexaeder und Limonit.

Gargasiensandstein des Obersuldberg.

Die Grundmasse wiegt in diesem Schliff vor und besteht aus holokristallinem Kalzit als Resultat einer kräftigen SK.

Die Hauptmenge der Einschlüsse bilden eckige, oder doch nur schwach abgerollte Quarzkörner mit einem mittleren Durchmesser von 0,15 mm. Daneben treten größere Körner auf, die aber gute Abrollung zeigen. Manche löschen undulös aus und lassen beginnende Kataklase erkennen. Auch sekundärer Quarz ist vorhanden in Form von Aggregaten, die oft mit Limonit umrindet sind. Ovale, dunkelgrüne Glaukonitkörner von kryptokristalliner Beschaffenheit haben 0,05—0,3 mm Größe. Sie scheinen bei der Verwitterung auszubleichen. Ferner beobachtet man zahlreiche, von der SK erfaßte Crinoidenfragmente, sowie Onkoide mit Organismen als Einschlüssen. Vereinzelt treten Zirkone auf.

5. Seewerkalk und Senonmergel. (Nur in der S-Zone.)

Der Seewerkalk bildet ein helles Band von durchschnittlich 4—10 m Mächtigkeit (unterhalb P. 1947 ausnahmsweise ca. 40 m) und zeigt die bekannte Ausbildung. Die untersten 20—50 cm führen reichlich Glaukonit und Phosphoritknollen, denn vor der Seewerkalktransgression wurde der glaukonitische Gault kräftig aufgearbeitet.

Die über dem Kalk folgenden Senonmergel sind sehr ungleich mächtig, maximal 20 m, im Durchschnitt aber nur wenige Meter. In den nördlichen Teilen der S-Zone (Höchstfluh-Hutmaad und Buchholzkopf) wurden sie meist ganz abgetragen. Auf weite Strecken hin fiel hier sogar der Seewerkalk der voreozänen Abtragung zum Opfer. Die Grenze zwischen beiden ist scharf, die Sedimentation aber kontinuierlich.

Interessant ist das Übergreifen des Gaults und Seewerkalkes auf das nördlicher gelegene, der Hutmaadfalte vorgelagerte Gewölbe des

Buchholzkopfes. An der Straße Därligen-Leißigen wurde bei deren Korrektion kürzlich folgendes Profil aufgeschlossen (von SE nach NW):

		Schrattenkalk.
1.	5 m	Gargasienglaukonitsandstein.
2.	0,05 m	Seewerkalk mit Glaukoniteinstreuungen.
3.	0,05 m	Seewerkalk.
4.	2 m	Komplanatakalk, dicht, blaugrau, erfüllt mit *Nummulina complanata* LAM. Geht nach oben über in
5,	1,8 m	glaukonitische Schiefer, Auversien. (Nach MOLLET Hohgantschiefer.)
6.		Schistes gréseux, à patine fauve nach Boussac (Schimbergschiefer nach MOLLET) Auversien.

Da der Seewerkalk gegen den Gipfel des Buchholzkopfes zu auskeilt, mithin dasselbe Verhalten zeigt wie weiter westlich in dem tektonisch südlicheren Elemente der Hutmaad, und daher am Buchholzkopf mit derselben Mächtigkeit auftritt wie dort, so läßt dieser Umstand eine Bestimmung der Richtung der voreozänen Abtragungsgrenze möglich erscheinen. Nach Ausglättung der Falten ergibt sich, daß der Winkel mit dem tertiären Faltenstreichen ca. 30 Grad beträgt, daß demnach im Untersuchungsgebiet das Streichen der vor- oder alttertiären Tektonik mehr der N-S-Richtung angenähert war. Dem Zahlenwert kommt natürlich nur lokale Bedeutung zu, da die faziellen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet auch innerhalb eines und desselben tektonischen Elementes unbeständig sind. Immerhin dürfte eine Annäherung der kretazischen oder alttertiären Tektonik an die N-S-Richtung im Untersuchungsgebiet gesichert erscheinen.

Mikroskopisches:

Normaler Seewerkalk der Dreispitzfalte.

In dichtem hellgrauem Kalk als Grundmasse sind massenhaft Foraminiferen eingelagert, besonders Globigerinen, *Globotruncana canaliculata* REUSS, Calpionellen und Orbulinarien. Textularien und Bruchstücke von Inoceramenschalen sind seltener. Akzessorisch: Limonit als Zersetzungsprodukt von Pyrit. Die SK macht sich nur schwach bemerkbar und wirkte vorwiegend auf die Einschlüsse.

Glaukonitführender Kalk an der Basis des Seewerkalkes.

Grundmasse: Dichter, etwas tonig getrübter, kryptokristalliner Kalzit.

Einschlüsse: Massenhaft runde oder elliptische, saftiggrüne und braune Glaukonitkörner. Sie sind gut gerollt und offenbar aus dem liegenden Albien aufgearbeitet und zeigen sehr schöne Kataklase, deren Spalten mit klarem, mesokristallinem Kalzit erfüllt sind. Die Größe der Körner schwankt

zwischen 0,05—0,35 mm und beträgt im Mittel 0,2 mm. Alle wurden diagenetisch von mesokristallinem Kalzit umrindet, oft ankorrodiert und mit Kalzit verzahnt.

Weniger zahlreich sind Quarzkörner; die kleineren nesterweise angereichert, die größern gut gerundet. Die Korngröße stimmt mit der des Glaukonites überein.

Pyrit tritt auf in Hexaedern, Pentagondodekaedern und in traubignierigen Aggregaten.

An organischen Einschlüssen sind nur Crinoidenbruchstücke und die bekannten Mikroforaminiferen zu nennen.

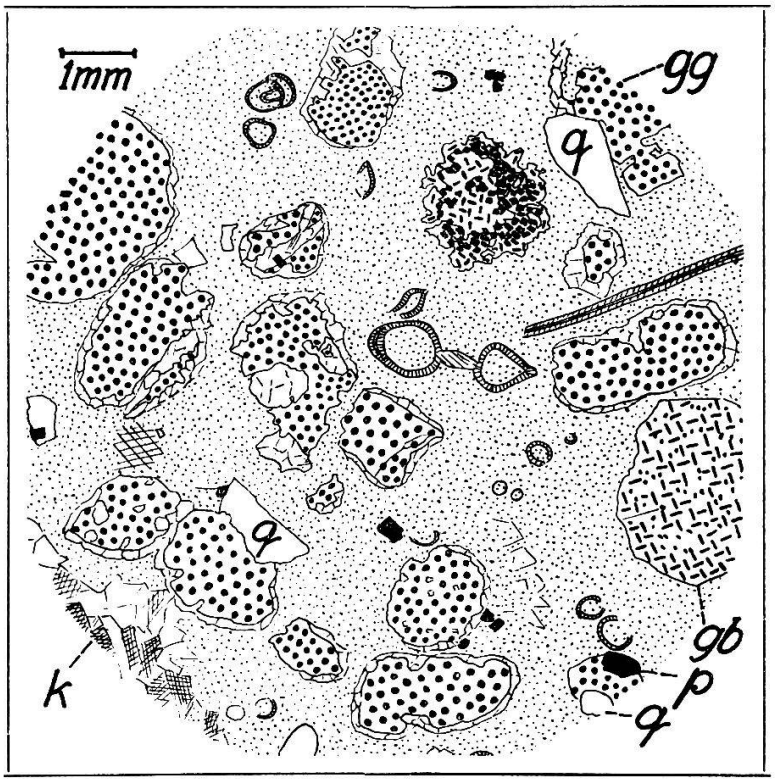


Fig. 4. **Basis des Seewerkalks,** oberhalb P. 1957.
gg: Saftiggrüner Glaukonit. gb: Brauner, zersetzter Glaukonit. q: Quarz. p: Pyrit. k: Kalzit. Grundmasse: Tonig getrübter, kryptokristalliner Kalzit (fein punktiert).

Zusammenfassung über die obere und mittlere Kreide.

Sowohl Gault als auch Seewerkalk und Senonmergel zeigen gleiche Ausbildung wie im östlichen Nachbargebiete. Ihre Mächtigkeit ist aber nur gering und beträgt insgesamt 12—25 m, im Fenster bei P. 1947 der Hutmaadfalte ausnahmsweise ca. 80 m. Es scheint, daß letztere Stelle zur Zeit der mittleren und oberen Kreide ein tektonisches Einbruchgebiet darstellte und daher von der voreozänen Abtragung mehr als die Nachbargebiete verschont blieb. (Siehe Tektonik S. 168.)

Tertiär.

Da das helvetische Tertiär des Untersuchungsgebietes durch BOUSSAC (90, 336) und GERBER (41, 47, 75, 83) bereits eingehend beschrieben wurde, beschränke ich mich im folgenden auf einige zusammenfassende Bemerkungen und Ergänzungen und füge als neu nur die Resultate der mikroskopischen Untersuchung hinzu.

1. Lutétien. (Nur in der S-Zone.)

Die Eozäntransgression setzte in der S-Zone mit einer asymmetrischen Bipaenaccordanz ein (nach der Bezeichnung von ARNOLD HEIM, 112, 342) und führte an der Basis des Lutétien vorerst zur Ablagerung eines grobkörnigen, kalkigen Sandsteines. Der Seewerkalk, bezw. die Senonmergel wurden vor der Transgression kräftig aufgearbeitet und nehmen an der Zusammensetzung der Basis wesentlichen Anteil. Unterhalb P. 1947 z. B. besteht dieselbe aus einer ca. 30 cm mächtigen knolligen Aufarbeitungsschicht mit Seewerkalkbrocken. Die Transgression pendelte vor dem endgültigen Einsetzen mehrmals hin und her, wie abgerollte und vollkommen von Senonmergeln eingehüllte Lutétienbrocken beweisen (Höchst. Dreispitz).

Der im Hangenden des Sandsteins folgende, ca. 3—8 m mächtige Komplanatakalk zeigt die bekannte zoogene Ausbildung. Er geht nach oben über in glaukonitische Schiefer, die nach MOLLET (97, 214) bereits die Basis des Auversien darstellen.

Mikroskopisches:

Grobkörniger Sandstein aus der Basis des Lutétien (Dreispitzfalte).

Grundmasse: Tonig getrübter, diagenetisch wenig veränderter Kalzit, der nur da und dort helle holokristalline Zwillinge zeigt.

Anorganische Einschlüsse: Sehr gut gerundete Quarzkörner, oft kataklastisch zertrümmert, undulös auslöschend, ca. 1,5 mm. Vollkommen abgerollte Körner von 1 mm Durchmesser wiegen vor. Manche davon sind partiell von einer ca. 0,1 mm dicken diagenetischen Kalzitrinde umgeben.

Das ganze Gestein ist stark limonitisch infiltriert. Im allgemeinen hat jedes Quarzkorn zwei Limonitrinden, eine innere, die direkt an das Quarzkorn anschließt, und eine äußere, die in der Kalzitrinde steckt und sie zweiteilt. Meist ist die äußere Limonitrinde dicker.

Glaukonit ist sehr spärlich eingestreut und bildet nur kleine Körner von 0,1 mm Größe.

Organische Einschlüsse: Zahlreiche Foraminiferenbruchstücke, die diagenetisch korrodiert sind und z. T. die Rolle eines Zementes zwischen den Quarzkörnern übernehmen. Es handelt sich vorwiegend um Discocyclinen- und Crinoidenbruchstücke.

Komplanatakalk (Dreispitzfalte).

Die Grundmasse ist ein toniger, mikrokristalliner Kalzit, der die Rolle eines stark zurücktretenden Lückenzementes, der auch die Kammern der Nummuliten- und Discocyclinenbruchstücke ausfüllt.

Im übrigen handelt es sich um eine typische Foraminiferenbreccie mit spärlichen Quarzeinstreuungen. Ganz erhalten sind Nummuliten und Discocyclinen. Der Rest ist ein Trümmerwerk.

Die eingestreuten Quarzkörner zeigen im Mittel 0,06 mm Durchmesser, maximal 0,2 mm. Sie sind eckig oder doch nur schwach gerundet. Ihre Zahl ist viel geringer als in Auversiennummulitenkalken.

Der Komplanatakalk der Hutmaadfalte zeigt genau dasselbe Bild.

Sandstein aus der Basis des Lutétien vom Fenster P. 1947 (Hutmaadfalte).

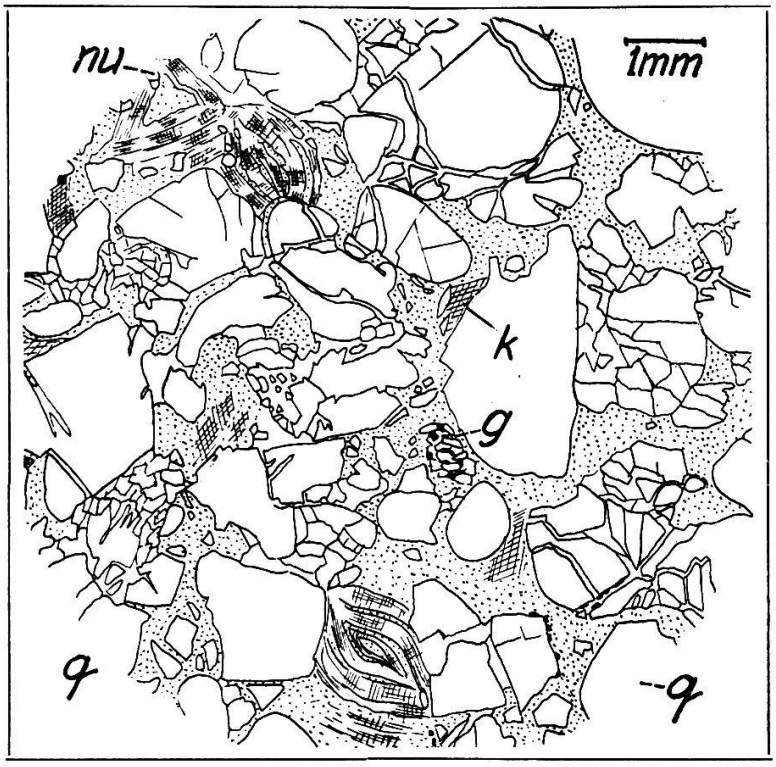


Fig. 5. **Sandstein, Basis des Lutétien** b. P. 1947 (Hutmaadfalte).

Grundmasse: Tonig getrübter, mesokristalliner Kalzit (fein punktiert).
Einschlüsse: q: Quarz. k: Kalzit. g: Glaukonit. nu: Nummulit.

Grundmasse: Kann sowohl ein tonig getrübter, mesokristalliner Kalzit, als auch durch kräftige SK holokristallin gewordener Kalzit mit schlierigen Wolken entmischter Tonsubstanz sein.

Anorganische Einschlüsse: Grobe, stark kataklastische Quarzkörner mit kalzitischem Lückenzement, gut gerundet, wenn man von den kleinsten Splittern absieht und oft sekundär ankorrodiert und ineinander verzahnt. Die Größe der Körner schwankt zwischen 0,05—1,5 mm, überschreitet jedoch selten 0,8 mm. Vereinzelt beobachtet man dünne partielle Glaukonitrinden um die Quarze.

Manchmal verzementieren bis 0,2 mm große sekundäre Glaukonitfetzen die Quarzkörner untereinander. Glaukonit kann aber ganz fehlen.

Zu erwähnen sind noch Pyriteinstreuungen, Limonit und akzessorisch auftretender Zirkon.

Organische Einschlüsse: Vorwiegend sekundär ankorrodierte Nummuliten- und Discocyclinenfragmente, die mit Quarzkörnern tief verzahnt sind. Die Korrosion geht u. U. so weit, daß diese organischen Bruchstücke als zementartige Bindemasse zu bezeichnen sind.

Fauna: Die beschriebenen Dünnschliffe erlaubten im Verein mit einigen orientierten Schliffen die Bestimmung folgender Foraminiferen:

Nummulina complanata LAM.
Nummulina gallensis HEIM, megasphärische Varietät
Discocyclina discus RUTIM. *var. laevicrassa* ARN. HEIM
„ *Douvilléi* SCHLUMB.
„ *dispansa* SOW.
„ *Chudeaui* SCHLUMB.
„ *Marthae* SCHLUMB. ?
„ *stellata* D'ARCH. ?

2. Auversien.

a) Auversien N-Fazies.

Den Ausführungen BOUSSAC's (83, 336) und GERBER's (47, 83) ist wenig beizufügen.

Wetterlatte, Standfluh und Birchenberg fallen in Zone I nach BOUSSAC und sind charakterisiert durch 60—100 m Hohgantsandstein, die im S der Standfluhgruppe nach oben hin verschiefern und an der Wetterlatte z. B. ca. 15 m schiefrige Ausbildung aufweisen. In BOUSSAC's Faziesschema des Nummuliticums zwischen Dreispitz und Standfluh sind demnach die „schistes gréseux à patine fauve" weiter nach NNW zu ziehen.

Im Wolfholzfenster (Leißigen) ist das Auversien weniger mächtig und neritischer als im tektonisch entsprechenden Teil des Standfluhgebiets, wie folgendes Sammelprofil zeigt (von oben):

1. 20—40 m typische Stadschiefer, ruhig gelagert, gelblich anwitternd.
2. Sandiger Discocyclinenkalk, mit D. discus.
3. 1—4 m Hohgantschiefer.
4. ca. 30 m mittel- bis grobkörniger Hohgantsandstein, vorzüglich gebankt.
5. ca. 0,3 m Aufarbeitungszone mit faustgroßen Schrattenkalkknollen in Hohgantsandstein.
6. Schrattenkalk, dicht, dunkler als im W des Untersuchungsgebietes.

Nr. 2 ist kein typischer Lithothamnien- und Nummulitenkalk. Es handelt sich mehr um einen nur teilweise verkalkten Stadschiefer. Die Sedimentation pendelte längere Zeit zwischen Mergel und Kalkfazies hin und her, ohne daß es zur Bildung typischer Lithothamnienkalke kam wie an mehreren Stellen des Standfluhgebietes.

Bemerkenswert ist Schicht 5, die ein richtiges Basalkonglomerat darstellt. Es ist im ganzen Untersuchungsgebiet nirgends mehr so gut ausgebildet.

Es ist möglich, 4 Hohgantsandsteintypen zu unterscheiden, nämlich den Basisquarzit (a/1), den Normaltyp (a/2, braun pigmentierter, oft schwach eisenschüssiger Sandstein), den kalkigen Sandstein (a/3) und den sandigen Nummulitenkalk (a/4).

Natürlich sind zwischen den 4 Typen alle Übergänge vorhanden. Der Normaltyp ist am weitesten verbreitet.

Die größte Korngröße zeigt der Basisquarzit. Sie wird vom Normaltyp nur selten erreicht. Die kleinsten Quarzkörner weist naturgemäß die kalkige Fazies des Typus a/4 auf.

Lithologie und Mikroskopisches:

a/1. Basisquarzit des Auversien (vom SW-Ende der Wetterlatte).

Es handelt sich um einen typischen Quarzit, der im wesentlichen aus eckigen (selten runden), 0,02—1,0 mm großen miteinander verzahnten Quarzkörnern besteht (Pflasterstruktur). Die Quarze sind sehr einschlußreich und löschen undulös aus. Ein Bindemittel fehlt vollständig. Äußerst selten zementiert ein Kalzit- oder Glaukonitkorn eine Lücke aus.

Die Grenzen zwischen den einzelnen Körnern werden nur durch Einstreuungen zahlreicher Pyritkörnchen und durch Infiltrationen von Eisenhydroxyd deutlich erkennbar.

Organismentrümmer fehlen.

Dieses Gestein, das makroskopisch einen weißen zuckerkörnigen Quarzit darstellt, tritt nur an der Wetterlatte in der Basis des Auversien auf und ist auch hier nur wenige Meter mächtig.

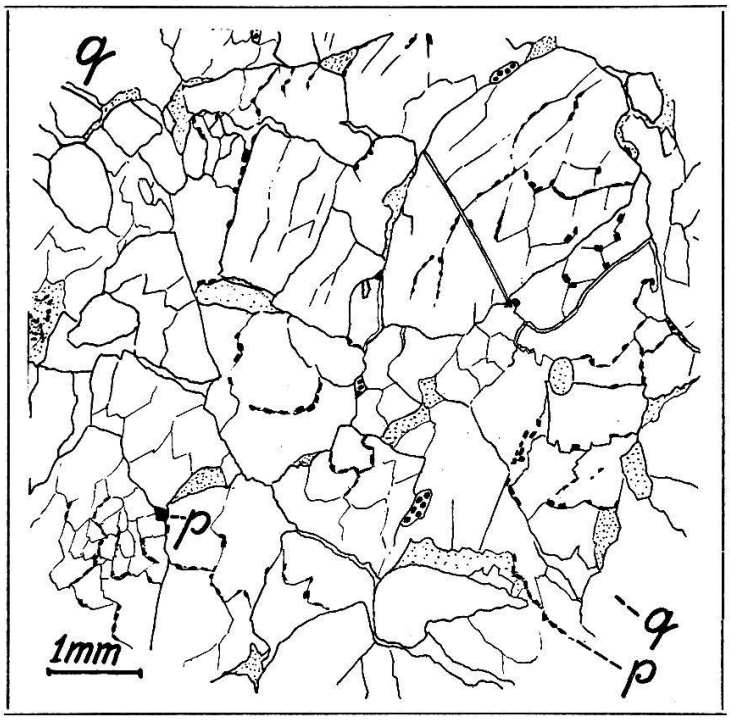


Fig. 6. **Basisquarzit des Auversien,** Wetterlatte.
q: Quarz. p: Pyrit und Limonit.

a/2. Hohgantsandstein (Normaltyp).

Grundmasse: Sehr tonig, mikrokristallin, braun pigmentiert. Erscheint aber überall holokristallin, wo sie, ohne Quarzkörner einzuschließen, eine größere Fläche einnimmt.

Einschlüsse: Den Hauptanteil des Gesteines bilden Quarzkörner, deren Größe variiert zwischen 0,03—0,7 mm. Die Abrollung scheint von der Korngröße abhängig zu sein in der Weise, daß große Körner durchwegs ausgezeichnet gerundet sind, kleinere aber eckig sedimentiert wurden. Besonders die größeren sind sehr stark kataklastisch, in 10—40 eckige Splitter zerquetscht und die Zwischenräume durch holokristallinen Kalzit auszementiert. Dieser diagenetische Kalzit ist klar. Das Gestein hat einen intensiven Lösungsumsatz erfahren. Die meisten Quarzkörner sind mit radial-kalzitischen Rinden umgeben. Nebstdem wird das ganze Gestein durchsetzt von klaren Kalzitadern.

Zu erwähnen sind noch schlierige Anreicherungen von Limonit. Glaukonit und Rutil sind selten. Vereinzelt treten Discocyclinen auf. Sie werden von Kalzitadern ebenfalls durchsetzt und sind ankorrodiert und mit Quarz verzahnt.

Einen weiter verbreiteten Typus stellen dar die

a/3. Hohgantsandsteine des Kientalerhorns, der Engelalp und des Hochgalm. (Übergangstyp zwischen Nummulitenkalk [4] und Normaltyp [2]).

Grundmasse: Zurücktretend, mesokristallin, stellenweise tonig getrübt.

Einschlüsse: Die Hauptmenge der Quarzkörner ist eckig und von auffallend konstanter Größe zwischen 0,1—0,15 mm. Dazwischen liegen vereinzelt, wie in eine porphyrische Grundmasse eingesprengt, grobe, wohlgerundete Körner mit ca. 0,5 mm Durchmesser, die oft kataklastisch, mit Kalzit verzahnt und ankorrodiert sind.

Der unvermeidliche Pyrit tritt auf in Hexaedern und nierig-traubigen Aggregaten. Vereinzelt beobachtet man Fetzen sekundären Glaukonites.

Die organischen Einschlüsse können einen ebenso hohen Anteil am Aufbau dieses Gesteins nehmen wie der Quarz. Sie setzen sich zusammen aus Nummuliten von 0,5 bis 2 mm Größe, Discocyclinen, Textularien, Diploporen- und Crinoidenfragmenten. Stellenweise sind sämtliche Organismenreste zertrümmert.

Hohgantsandstein NW des Faltschenhorns.

Zeigt ähnliche Verhältnisse wie die soeben beschriebenen, mit dem Unterschied, daß die beiden Quarzkomponenten in Größe und Form noch deutlicher voneinander geschieden sind. Die kleinen, vorherrschenden, eckigen Körner messen 0,05—0,1 mm, die großen gerundeten, leicht kataklastischen Einsprenglinge ca. 1 mm im Durchmesser. Letztere zeigen auch hier diagenetische, radialfaserige Kalzitrinden. Unterschiedlich ist das Auftreten kleiner idiomorpher Glaukonitkörner.

Die organischen Einschlüsse sind dieselben.

Ein Schliff erlaubte die Bestimmung von

Gypsina globula REUSS
Amphistegina spec.
Rotalia spec.

Gypsina globula REUSS wird schon von RÜTIMEYER für das Nummuliticum N des Thunersees erwähnt.

a/4. Nummulitenkalk des Auversien bei den Faulenmatthütten und am Kientalerhorn.

Diese Gesteine unterscheiden sich von den beschriebenen nur durch die Feinkörnigkeit der Quarzeinstreuungen und durch das Vorherrschen der Foraminiferentrümmer, insbesondere der Discocyclinen. Diese organischen Bestandteile nehmen schätzungsweise über 70 % des Gesteins in Anspruch.

Die Struktur der Grundmasse, die Korrosionserscheinungen und die charakteristische Kataklase der Quarzkörner zeigen dasselbe Bild wie in den übrigen Auversienschliffen.

Fauna: Die mikroskopische Untersuchung ermöglichte die Identifizierung folgender Foraminiferenspezies:

Discocyclina discus RÜTIM.
„ *dispansa* SOW.
„ *stellata* D'ARCH.
„ *Pratti* MICH.
„ *Douvilléi* SCHLUMB.
Globigerina conglobata BRADY.

Die Nummuliten sind im allgemeinen sehr klein, ca. 2 mm und weisen nur 3—5 Umgänge auf. Da eine monographische Bearbeitung dieser pygmäenhaften Formen, auf die in der E-Schweiz ARNOLD HEIM schon 1909 (81, 280) aufmerksam machte, zur Zeit noch aussteht, mußte die Bestimmung unterbleiben.

Einzig Handstücke 15 und 16 (Hohgantsandstein zwischen Wetterlatte und Unter-Obersuldalp) enthielten:

Nummulina uroniensis ARNOLD HEIM (81, Taf. I—III).

Es handelt sich um eine mikrosphäre Form mit 23 mm Durchmesser. Die megasphäre erreicht nach ARNOLD HEIM nur ca. 7 mm Durchmesser.

Nach BOUSSAC (91, 70) ist *Nummulites perforatus* DE MONTF. *sp.* identisch mit *Nummulites uroniensis* ARNOLD HEIM, „qui ne se distingue des formes typiques par aucun caractère constant."

b) Auversien S-Fazies.

Entsprechend der größern Meerestiefe findet man hier einige Meter glaukonitische Schiefer über dem Komplanatakalk des Lutétien, worauf die monotone, ca. 150—200 m mächtige Auversienmischfazies einsetzt, die BOUSSAC als „schistes gréseux à patine fauve", MOLLET (111, 14) aber als Schimbergschiefer bezeichnet. In der Hutmaadfalte treten darin, den Übergang maskierend, Bänke von Hohgantsandstein auf. Sie bietet mikroskopisch wenig Neues gegenüber der N-Fazies. Interessanter sind die glaukonitischen Schiefer an der Basis (MOLLET's Hohgantschiefer).

Lithologie und Mikroskopisches:

0,7 m Glaukonitschiefer aus der Basis des Auversien (oberhalb P. 1957).

Eine eigentliche Grundmasse fehlt. Kalzit tritt nur als Lückenzement auf. Den größten Flächenanteil im Dünnschliff weist der Glaukonit auf. Er tritt in folgenden Modifikationen auf:

a) in Form dunkelgrüner, 0,1—0,5 mm großer Körner, die ganz oder zum Teil mit einer dünnen, diagenetischen Kalzitrinde umgeben sind. Es scheint diagenetisch ein Lösungsumsatz zwischen Glaukonit, Quarz und Kalzit stattgefunden zu haben, der zu einer innigen Verzahnung dieser Mineralien führte;

b) als braune isotrope Körner, die das Zersetzungsprodukt des dunkelgrünen Glaukonites darstellen;

c) als feinkörnige Aggregate von Glaukonit und Kalzit in Form größerer, zackig begrenzter Körner (Glaukokalzit nach ARNOLD HEIM, 81, 141). Diese Aggregate sind ihrerseits wieder verzahnt mit Glaukonit- oder Quarzkörnern und schließen oft randlich kleinere Quarzsplitter ein, die vielleicht zum Teil eine sekundäre Neubildung darstellen.

An Zahl noch etwas häufiger als Glaukonit- sind eckige 0,1—0,2 mm große Quarzkörner. Nur die größten davon erscheinen gerundet.

An organischen Einschlüssen sind stark ankorrodierte und mit Glaukonit oder Quarz verzahnte Discocyclinen- und Zweischalerfragmente zu nennen.

Glaukonitschiefer an der Basis des Auversien unterhalb P. 1947; [siehe Détailprofil von GERBER Nr. 2d (83, 341, Fig. 6)].

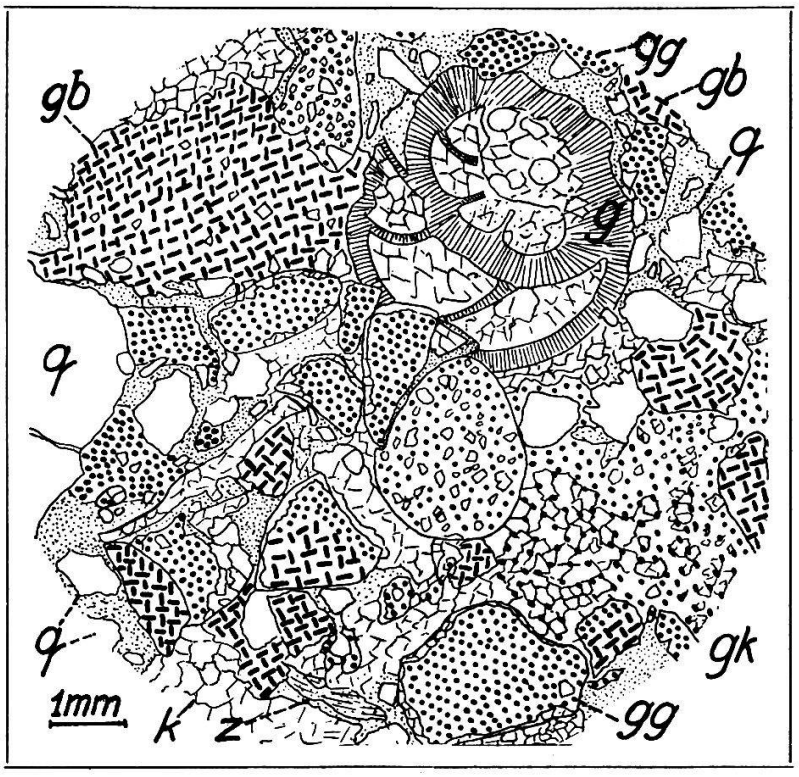


Fig. 7. **Glaukonitschiefer, Basis des Auversien,** oberhalb P. 1957 (Dreispitzantiklinale).

gg: Dunkelgrüner Glaukonit. gb: Brauner Glaukonit. gk: Glaukokalzitaggregat. q: Quarz. g: *Globigerina*. z: Zweischalerfragment. Lückenzement: Kalzit (k).

Grundmasse: Struktur unkenntlich, dunkelbraun; vermutlich durch Glaukonitverwitterung eisenschüssige Kalkmasse.

Die Quarzkörner sind eckig, löschen undulös aus und wurden gut sortiert abgelagert. Die mittlere Größe beträgt 0,1 mm.

Der Glaukonit tritt gegenüber dem Quarz zurück. Er zeigt zuweilen dünne Kalzitrinden. Vereinzelte saftiggrüne Glaukonitkörner sind zu braunen, isotropen Tupfen verwittert. Selten sind die Glaukonitkörner kataklastisch und weisen dann kalzitische Spaltenausfüllungen auf. Verzahnungen zwischen Quarz und Glaukonit trifft man selten. Mikroorganismen sind spärlich.

Auversienschiefer unterhalb P. 1947 (MOLLET's Schimbergschiefer).

Grundmasse: Kryptokristalliner, toniger und eisenschüssiger Kalzit.

Einschlüsse: Quarzkörner von auffallend regelmäßiger Größe, im Mittel mit ca. 0,1 mm Durchmesser. Sie sind eckig und optisch normal.

Dazu treten vereinzelte Glaukonitkörner von gleicher Größe. Ihre innige Verzahnung mit Quarz deutet auf sekundäre Entstehung.

Reichlich eingestreut sind auch Pyrithexaeder. Sie mögen beim Verwittern im Verein mit dem Glaukonit das rostig gefleckte Aussehen der Grundmasse verursacht haben.

Vereinzelt beobachtet man sekundäre Quarzinfiltrationen in Form von Quarzrinden um primäre Quarzkörner und Muskovitschüppchen.

3. Priabonien.

a) Priabon N-Fazies.

Tritt auf in Form der bekannten, gelb anwitternden Stadschiefer oder Globigerinenmergel mit Lithothamnienkalkbänken, die bis 8 m Mächtigkeit erreichen, meist aber nur einige Dezimeter messen.

Was die vielumstrittene Frage des Alters der Lithothamnienkalke anbetrifft, so ist für mein Gebiet folgendes zu bemerken:

Es treten zwei verschiedene Lithothamnienkalkbildungen auf. Die untere ist mehr ein schiefrig-glaukonitischer Discocyclinenkalk mit wenig Lithothamnien an der Grenze Auversien-Priabonien, der schon in den unteren Lagen des Auversien oft einsetzt, aber nie zu typischer Ausbildung kommt, sondern nur einige wenig mächtige und rasch auskeilende Discocyclinenkalklinsen bildet.

Der typische Lithothamnienkalk aber tritt nur in den Stadschiefern auf und zwar in allen Niveaux in bis 8 m mächtigen und maximal 100 m langen Riffen. Er hat das Alter der Stadschiefer. Als neritische Riffbildung keilt er oft unvermittelt aus.

Es scheint sich demnach in meinem Untersuchungsgebiete die Ansicht von KAUFMANN, BOUSSAC, SCHNEEBERGER u. a. zu bewahrheiten, wonach für den Lithothamnienkalk zum Teil Auversien-, zum Teil Priabonalter angenommen werden muß.

Typische Konglomerate, wie sie von ADRIAN (96, 284) und MOLLET (111, 20) aus dem Priabon und von SCHNEEBERGER (134, 62) aus dem Auversien beschrieben werden, wurden nicht aufgefunden.

Lithologie und Mikroskopisches:

Stadschiefer vom N-Fuß der Wetterlatte.

In einer dichten, tonigen, feinkristallinen Grundmasse, die durch Limonitschlieren verunreinigt ist, schwimmen vereinzelte kleine, bald runde, bald eckige Quarzkörnchen. Lokal sind die Quarzsplitter nesterweise angereichert.

Globigerinen sind oft schon makroskopisch als schwarze Pünktchen sichtbar.

Lithothamnienkalke des Steinritzgrabens und des Hochgalms.

In der schwach tonigen, krypto-mesokristallinen Grundmasse schwimmen Bruchstücke von Lithothamnien und Bryozoen. Discocyclinen und Nummuliten, Textularien, Milioliden, Discorbinen, Diploporen usw. Ferner fand sich darin:

Gypsina inhaerens SCHULTZE

als unregelmäßige, zellig-wabige Überzüge auf *Lithothamnium* und mit demselben in dünnen Lagen wechsellagernd. Es handelt sich um eine typisch organogene Kalkbreccie, in der die Grundmasse nur noch die Rolle eines stark zurücktretenden Zementes spielt.

An anorganogenen Einstreuungen sind hauptsächlich Quarzkörner zu nennen, die meist als scharfkantige, feine Splitter auftreten, selten als große und dann wohlgerundete, im allgemeinen kataklastische und undulös auslöschende Körner.

Auffallend sind ausgeprägte Korrosionserscheinungen, die so weit gehen, daß Quarzkörner vollkommen durch Discocyclinen eingehüllt erscheinen.

Die psammographische Analyse des Lithothamnienkalkes ergab:

Karbonate	96,4 %
Sand (Fraktionen IV—II)	2,9 %
Ton	0,7 %

b) Priabon S-Fazies.

Hierhergehörige Gesteine sind nur an zwei Stellen erhalten: In der flachen Dreispitzmulde bei P. 1957 und am Weglein vom Renggrat zum Dreispitzgipfel.

Aus den hellgrauen Stadschiefern der N-Fazies sind aber hier dunkle, feinblättrige und sandige Mergelschiefer geworden, die nur noch dünne, 5—20 cm mächtige Lithothamnienkalkbänklein führen.

Als stratigraphische Besonderheit der Hutmaadfalte sei noch ein fossilführender Glaukonithorizont an der Grenze Auversien-Priabonien erwähnt (83, 338 und 344, Fig. 9). Ich konnte ihn von E P. 1265 bis auf die Hutmaadalp verfolgen. Man findet darin hauptsächlich Steinkerne von Gastropoden, für deren Bestimmung vorläufig das nötige Vergleichsmaterial fehlt. Herr Dr. GERBER besitzt von dieser Lokalität eine ebenfalls unbearbeitete Kollektion im Naturhistor. Museum Bern. Die psammographische Analyse ergab:

Globigerinenschiefer der Höchstmulde:

Karbonate	45,1 %
Sand (Fraktionen IV—II)	18,5 %
Ton	36,4 %

Die Einordnung ins Priabon erfolgt einzig nach lithologischen Merkmalen, insbesondere gestützt auf die Lithothamnienkalkbänklein, die in solcher Ausbildung weder im Auversien der Nord-, noch in dem der Südfazies aufzutreten pflegen.

Zusammenfassung über das Eozän der N- und S-Fazies.

Die Transgressionsfläche des Eozäns ist im allgemeinen scharf. Ein richtiges Basalkonglomerat wurde nur im Wolfholz beobachtet. Dagegen sind aufgearbeitete Schrattenkalkknollen da und dort im Hohgantsandstein der N-Fazies eingeschlossen, z. B. an der Wetterlatte, ähnlich wie dies SCHNEEBERGER (134, 68) vom hintern Sigriswilergrat meldet. Nach SE und E zu geht der Hohgantsandstein über in Schiefer. Die Verschieferung setzt von oben her ein und macht sich bereits an der Wetterlatte bemerkbar. In der S-Fazies ist der Hohgantsandstein auf einzelne, in die Schiefer eingelagerte Bänke beschränkt. Die Glaukonitschiefer an der Basis des Auversien setzen erst in der S-Fazies ein.

Der Faziieswechsel von Sandstein zu Schiefer erfolgt schief zur Streichrichtung der Faltenaxen. Die Höchstfluh (S-Zone) zeigt bei Feißbergli noch Anklänge an N-Fazies, indem hier noch ca. 14 m Hohgantsandstein neben ca. 70 m Schiefer auftreten. Der tektonisch nördlicher liegende Buchholzkopf dagegen hat eher etwas „südlichere" Fazies!

Nach der Korngröße der Sandsteine erfolgte die Ablagerung des Lutétien und Auversien in der neritischen Zone. Klastisches Material bildet den Hauptbestandteil der Gesteine, während die chemisch organogene Grundmasse und die Fossiltrümmer einen geringern Anteil ausmachen. „Die Einschwemmungen erfolgten unregelmäßig, feinkörnige Bänke wechseln ab mit grobkörnigen" (134, 69).

Am Birchenberg beobachtet man infolge des abwechslungsweisen Auftretens grober und feiner Sandlagen im Hohgantsandstein eine Primärbankung. Auch der Komplanatakalk und die Lithothamnienkalke gehören in die neritische Zone.

Mit der Ablagerung der Globigerinenschiefer setzte eine bathyalere Mergelfazies ein. Die Kalkriffe darin deuten jeweilen eine vorübergehende Rückkehr in die neritische Fazies an.

Zusammenfassung über die faziellen Verhältnisse der helvetischen Schichtreihe und Vergleich mit den Nachbargebieten.

a) N-Fazies.

Untere Kreide: In der Randkette N des Thunersees sind nach SCHNEEBERGER (134, 25, Fig. 4) nur ca. 3 m des Valangienkalkes in der spätigen Urgonfazies ausgebildet. Im W des Standfluhgebietes erreicht die Urgonfazies, hier in mehrere Bänke unterteilt, 35—40 m Mächtigkeit. W der Kiene aber tritt sie nach ADRIAN (96, 291) wieder in bedeutend geringerer Mächtigkeit auf, ausgebildet als Echinodermenbreccie. Typische Valangienechinodermenbreccien fand ich im Standfluhgebiet nicht. Die Gesamtmächtigkeit des Valangien beträgt im Richtigraben 160—200 m.

Die glaukonitische Gemsmättlischicht, die vom Pilatus bis ins Justistal durchzieht, fehlt im Standfluhgebiet vollständig und wurde weiter im W auch von ADRIAN (96) nicht mehr beobachtet.

Das Hauterivien ist ausgebildet als Basisschiefer, Echinodermenbreccie und Kieselkalk. Es zeigt keine nennenswerten Differenzen im Vergleich zu den Nachbargebieten.

Die Altmannschichten fehlen in der N-Fazies vollständig. Sie setzen bereits im Justistale stellenweise aus und finden sich auch im W Nachbargebiete äußerst selten. ADRIAN (96, 289) beobachtete nur

„einige Centimeter eines Kalkes mit angereichertem Glaukonit und schwarzen Knollen" W unter dem Gerihorn.

Die Drusbergschichten beginnen an der Basis wie auch im Justistal und am Gerihorn mit schrattenähnlichen Kalken. Reine Mergelfazies fehlt. Kieselig-tonige Schiefer wechsellagern mit dunklen oolithischen Kalken wie in der Beatenbucht und im Kandertal.

Tertiär: Die voreozäne Abtragung beseitigte den oberen Schrattenkalk und die Orbitolinaschichten in der N-Fazies vollständig. (Vergl. GERBER, 83, 328.)

Gleiche Verhältnisse findet man am Sigriswilergrat und im Kandertal, während die genannten Schichten am Güggisgrat zwischen Niederhorn und Gemmenalphorn noch erhalten sind.

Die Eozäntransgression setzt in der N-Fazies durchweg mit dem Hohgantsandstein des Auversien ein. Die Transgressionsfläche ist im allgemeinen glatt. Aufgearbeiteter Schrattenkalk und Taschen von Hohgantsandstein kommen vor (Wetterlatte, Wolfholz), bilden aber nicht die Regel. Der Hohgantsandstein ist schlecht gebankt und mittel- bis grobkörnig. Er zeigt besonders im N der Standfluhgruppe an der Basis gelegentlich Verschieferungstendenzen, wie dies MOLLET (111, 13) vom Schafmatt-Schimberggebiet und SCHNEEBERGER (134, 71) vom Niederhorn meldet. Im allgemeinen herrscht massige Textur. Nur der helle, fossilleere Quarzit an der Basis der Wetterlatte ist gut gebankt. Dagegen führt der Hohgantsandstein an der Wetterlatte nach oben über in Auversienschiefer. Sie mögen den Sandschiefern entsprechen, die ADRIAN (96, 287) wohl irrtümlicherweise in die Basis des Priabonien stellt und die von MOLLET als Schimbergschiefer bezeichnet werden. Im Standfluhgebiet müssen sie als Ausläufer der S-Fazies des Dreispitzgebiets betrachtet werden.

Wider Erwarten fehlen die Auversien- und Priabonbrackwasserschichten des östlichen und westlichen Nachbargebietes vollständig.

Der Lithothamnienkalk beginnt, wie dies SCHNEEBERGER für die Randkette N des Thunersees zeigte, bereits im Auversien. Seine maximale Ausbildung erreicht er in den priabonen Stadschiefern. Er nimmt dieselbe stratigraphische Stellung ein wie in den Nachbargebieten und ist sowohl in seinem horizontalen als auch in seinem vertikalen Auftreten nicht niveaubeständig. Stellenweise liegt auch in der N-Fazies meines Untersuchungsgebietes Lithothamnienkalk direkt auf Schratten-

kalk, wie dies ADRIAN (96, 279 und 292) in Synklinale III—I am Gerihorn beobachtete. Der genannte Autor erklärt diese Tatsache durch Ausquetschung der Globigerinenmergel bei der Faltung und Zurückbleiben der starren Lithothamnienkalkriffe in den Synklinalkernen. Im Standfluhgebiet, z. B. im Faulenmattkessel hat man den Eindruck, daß vortertiäre Brüche zu dieser merkwürdigen Auflagerung führten. Es gibt mehrere Stellen, wo der Kontakt Lithothamnienkalk-Schrattenkalk stratigraphisch verzahnt ist. Anderswo stellt man, wie bei ADRIAN (96, 292) Rutschflächen fest. Daß im Faulenmattgebiet der gesamte Hohgantsandstein und die Auversienschiefer spurlos ausgequetscht sein sollen, ist ausgeschlossen. Ohne den Einfluß der tertiären Tektonik unterschätzen zu wollen, muß betont werden, daß hier stratigraphische Anomalien vorliegen, die ihre Erklärung einzig in kräftigen vor- oder alttertiären Störungen (Längsbrüchen!) finden können.

b) S-Fazies.

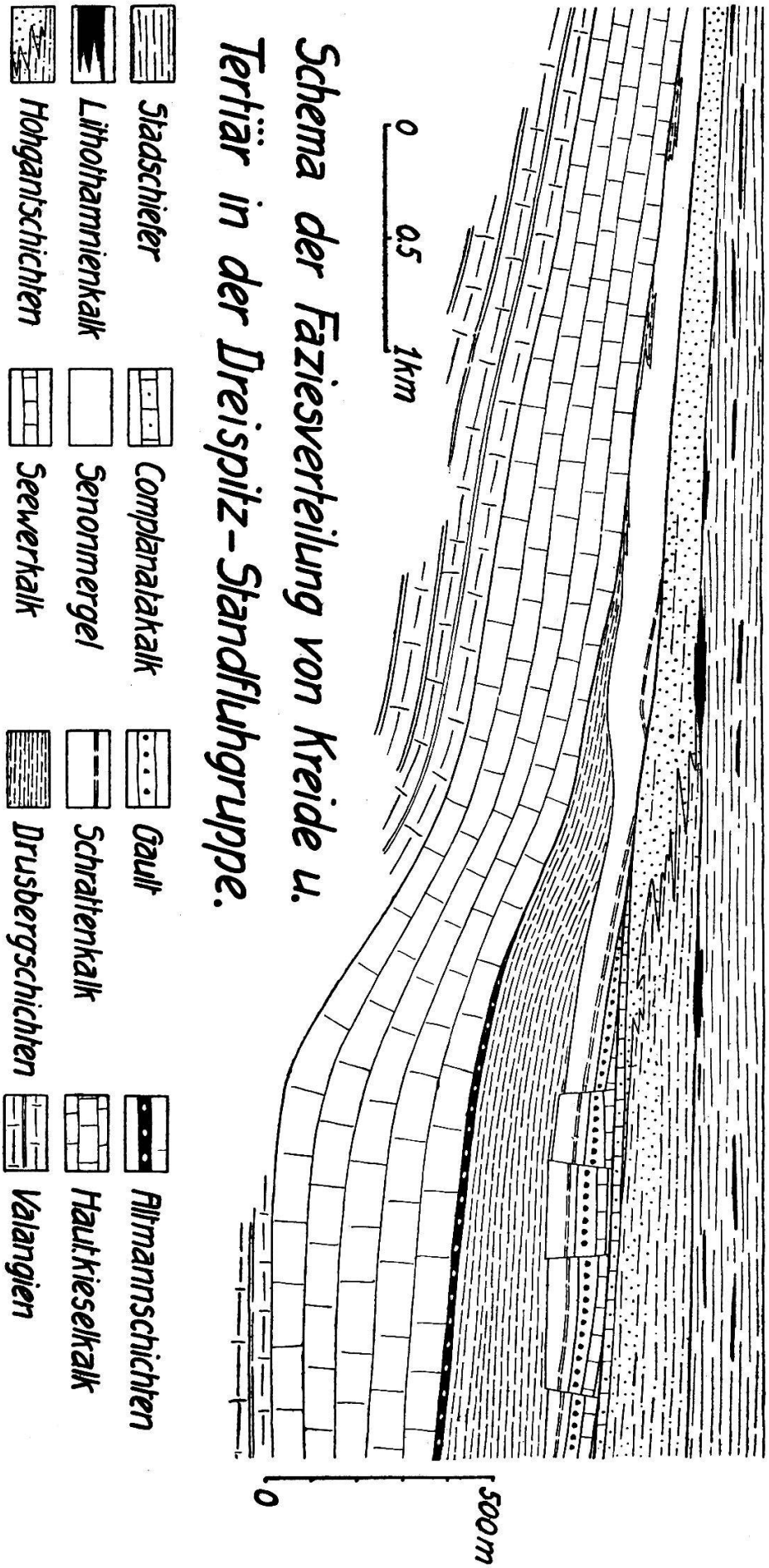
Für Valangien, Hauterivien und Barrémien wurden die Zusammenhänge mit den Nachbargebieten und die Differenzen gegenüber der N-Fazies bereits erwähnt.

Typisch ist für die S-Fazies neben einer durchwegs bathyaleren Ausbildung dieser Stufen das Auftreten der mittleren bis oberen Kreide in Form von verkalkten Orbitolinaschichten, oberem Schrattenkalk, Gargasien, Albien und Seewerkalk. Ferner transgrediert an Stelle des Auversien bereits der Komplanatakalk, wenn auch mit geringer Mächtigkeit, wie in den Nachbargebieten.

Charakteristisch ist ferner die Verschieferung des gesamten Auversien und das Verschwinden der neritischen Discocyclinenkalkbänklein darin. Die glaukonitischen Schiefer, die von GERBER noch ins Lutétien gestellt, von MOLLET aber abgetrennt und als Hohgantschiefer dem Auversien zugeteilt wurden, zeigen dieselbe Ausbildung wie N des Thunersees und im Gebiete ADRIAN's (96, 298).

Lithothamnienkalk tritt nur noch in den priabonen Globigerinenschiefern in Form dünner Bänklein auf.

Mit ADRIAN (96, 309) und SCHNEEBERGER (134, 72) können wir N-Fazies (Standfluhgruppe und Birchenberg) und S-Fazies (Dreispitzgruppe und Buchholzkopf) folgendermaßen charakterisieren:



Schema der Faziesverteilung von Kreide u. Tertiär in der Dreispitz-Standfluhgruppe.

N-Fazies:	S-Fazies:
Zahlreiche, bis 8 m mächtige Lithothamnienkalkbänke in Auversien und Priabonien.	Nur vereinzelte Lithothamnienkalkbänklein im Priabon.
Auversien = Hohgantsandstein. Im S nach oben hin verschiefert (= Schimbergschiefer).	Auversien größtenteils schiefrig Sandsteinbänke zurücktretend. Basis: Glaukonitschiefer.
Lutétien fehlt vollständig.	Lutétien transgressiv - neritischer grober Sandstein und Komplanatakalk.
Obere und mittlere Kreide fehlen vollständig.	Obere und mittlere Kreide teilweise vorhanden.
Oberer Schrattenkalk und Orbitolinaschichten fehlen.	Oberer Schrattenkalk und verkalkte Orbitolinaschichten vorhanden.
Barrémien halb kalkig, halb schiefrig.	Barrémien etwas stärker vermergelt.
Valangien im S neritisch. im N z. T. bathyal.	Diphyoidesgruppe und Valangienmergel bathyal.

Sämtliche Sedimente, mit Ausnahme des Priabonien sind in der S-Fazies mächtiger als in der N-Fazies.

Die Sedimentationszyklen in der Kreide der Wildhorndecke sind nach dem Vorgehen von P. ARBENZ (165) bereits von verschiedenen Autoren für die nächste Umgebung klargelegt worden, so daß sich eine erneute Beschreibung erübrigt. Zusammenfassend sei nur bemerkt, daß das Fehlen der meisten Glaukonithorizonte (Gemsmättlischicht, Altmannschichten z. T.), welche die Transgressionsphasen charakterisieren sollten, auffällt. Es ist daraus zu schließen, daß es meist nicht zur Ausbildung typischer Zyklengrenzen kam.

II. Stratigraphie des Ultrahelveticums.

Historisches:

Zerstreute Notizen über den ultrahelvetischen Flysch des Untersuchungsgebietes finden sich schon bei BERNHARD STUDER (4, 129). Weitere Untersuchungen veröffentlichten TRIBOLET (11, 6—12) und MOESCH (27, 215, 234, 274). HELGERS bringt in seiner Dissertation nichts Neues. Ausführlicher äußert sich GERBER in seinen Publikationen über die Gesteine des Renggrates (47, 58; 75, 147; 83, 329). 1921 revidierte ARNOLD HEIM das Renggratprofil und stellte die ganze Serie

ins Ultrahelveticum. Sie war durch GERBER (83, 329) nach dem Vorgehen von BECK der Klippendecke zugeteilt worden. Meine Begehungen zeigten bald einmal die Notwendigkeit einer Revision des Flyschgebietes S des Thunersees und die Unhaltbarkeit von GERBER's Flyschstratigraphie und Altersbestimmung, auf die im Kapitel über das Alter des Flyschs näher eingegangen werden soll. Auch die tektonische Interpretation der ultrahelvetischen Serie am Renggrat durch ARNOLD HEIM steht mit den tatsächlichen Verhältnissen in Widerspruch.

Das Ultrahelveticum meines Gebietes zeigt zahlreiche Anklänge an das Flyschgebiet von Habkern und Umgebung. Wie TERCIER (140, 12) kürzlich zeigte, lassen sich an genanntem Orte folgende Schichtreihen unterscheiden:

Tertiär: 4. Echter Wildflysch mit Exoten.
3. Stadschiefer- bezw. senonmergelartiger Flysch mit kleinen Exoten (selten!), Nummuliten, Discocyclinen und Assilinen.

Kreide: 2. Mergelschiefer wie 3, aber ohne Nummuliten, Discocyclinen und Assilinen. Dafür Inoceramen führend.
1. Weiße, bezw. rötliche, seewerkalkähnliche Kalke mit *Globotruncana canaliculata* REUSS (Obere Kreide).

Eine ähnliche Einteilung ergibt sich auch für mein Untersuchungsgebiet, mit dem Unterschied, daß alle stadschiefer- bezw. senonartigen Mergel und Mergelkalke tertiären Alters sind. Unter Einbeziehung der Schlierensandsteine im Kreuzbach bei Leißigen können wir folgende Schichtgruppen unterscheiden:

II A. Kreide: Kalke von fraglich oberkretazischem Alter.
II B. Tertiär: a) Mergel, Mergelkalke und Wildflysch.
b) Schlierensandstein.

II A. Fragliche Oberkreidekalke.

Der höchste Grat im Obersuldtal besteht in seinen obersten Partien aus hellgrauem, seewerähnlichem und deutlich gebanktem Kalk von fraglich oberkretazischem Alter. Dasselbe Gestein findet sich auch im Unterlaufe des Pudelbaches (Dorfbaches) bei Därligen.

Diese Kalke dürften das älteste Schichtglied darstellen. Darauf hin weist ihre vollkommen kretazische Fazies. Sie sind von helvetischem Seewerkalk, auch im Dünnschliff, nicht zu unterscheiden.

Makrofossilien wurden darin keine gefunden. Da die massenhaft vorhandene Globigerinenfauna mit

Globotruncana canaliculata REUSS *)
Globigerina cretacea
Globigerina bulloides usw.

nach neuern Forschungen für obere Kreide nicht leitend ist, sondern nur charakteristisch für zoogene Fazies, so bleibt die Altersfrage dieser

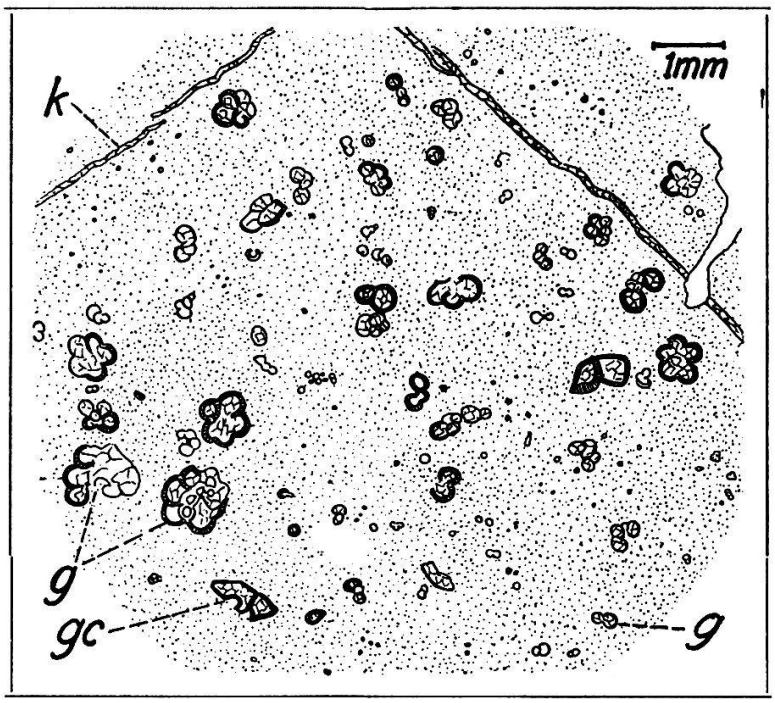


Fig. 8. ?**Kretazischer Leimernkalk,** Rengg (Höchstgrätli).
g: *Globigerina*. gc: *Globotruncana canaliculata*. k: Kalzitader.
Grundmasse: Tonig getrübter, kryptokristalliner Kalzit (fein punktiert).

seewerähnlichen Kalke vorderhand offen. Immerhin scheint infolge der ausgesprochenen Kreidefazies oberkretazisches Alter wahrscheinlicher. Ebenfalls für Kreidealter spricht ein Belemnitenfund ob Stoffelberg (Buchholzkopf), den Herr Prof. Dr. P. ARBENZ anläßlich einer gemeinsamen Exkursion am 5. Mai 1929 machte. Leider war der fos-

*) Nach einer verdankenswerten Mitteilung von Herrn Dr. W. LEUPOLD sind synonym:

1. 1854: *Rosalina canaliculata* REUSS [1]).
2. 1865: *Discorbina canaliculata* REUSS [2]).
3. 1884: *Globigerina linnaeana* D'ORB. [3]).
4. 1893: *Pulvinulina tricarinata* QUEREAU [4]).
5. 1899: *Globigerina canaliculata* REUSS [5]).
6. 1910: *Discorbina (Rosalina) canaliculata* REUSS (81, 174).

Als identisch mit dieser Kreideform wird von einigen Autoren stets

silführende Leimernkalkblock nicht anstehend. Obschon anzunehmen ist, daß er aus nächster Nähe stammt, ist es nicht ausgeschlossen, daß es sich nur um einen abgestürzten Block helvetischen Seewerkalks handelt. Da es aber im Gebiete der Rengg auch mächtige Gesteinsfolgen in typisch oberkretazischer Mergelfazies gibt, die, wie wir gleich sehen werden, tertiären Alters sind, so erhält diese Aussage nur einige Wahrscheinlichkeit auf Richtigkeit, umso mehr, als GERBER in diesen jetzt als tertiär erkannten Gesteinen seinerzeit ebenfalls Belemniten fand. (Siehe darüber S. 145.)

II B. Tertiär.

Typischer Wildflysch, der genau der Definition von KAUFMANN entspricht (14, 553), ist im Untersuchungsgebiet nur spärlich vorhanden. Er bildet keine eigene Stufe und auch keine konstanten Horizonte, sondern nur Einlagerungen in die stadschiefer- bis leimernähnlichen Kalkschiefer, die den Hauptteil des Ultrahelveticums darstellen. Er stellt den detritischen Faziestypus dar in

---

Rosalina linneiana (oder *linnei* oder *linnaeana)* betrachtet, eine von D'ORBIGNY 1839 ursprünglich von Cuba gemeldete, rezente Spezies.

Schon REUSS betonte bei der Aufstellung der *Rosalina canaliculata* die Ähnlichkeit der beiden Formen, zugleich aber auch die Unterschiede, die uns nötigen, dieselben als getrennte Spezies zu betrachten.

Die Identität von *Globigerina (Rosalina) linnaeana* rezent, mit *Discorbina tricarinata* REUSS aus der ostalpinen Kreide wird 1884 zum ersten Male positiv von BRADY [3]) einzig auf Grund der Vergleichung der Figuren behauptet. Viele Autoren, so DE LAPPARENT (102, 1), MORET (121) und BLANCHET (121) beschrieben daher die Kreideform unter dem Namen *Rosalina linnei,* was uns unrichtig erscheint.

1927 hat CUSHMAN für die Übergangstypen zwischen *Globigerina* und *Discorbina* die Familie der *Globorotalidae* geschaffen mit dem Genus *Globotruncana* für Formen mit eckigem Kammerquerschnitt und Kielen. *Discorbina canaliculata* gehört offenbar in den Formenkreis dieses Genus. Als heute gültiger Name wäre also anzunehmen:

Globotruncana (Discorbina) canaliculata (CUSHMAN) REUSS.

---

[1]) 1854 REUSS, A. E. Denkschr. d. K. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. VII, S. 70, Taf. XXVI, Fig. 4a und b.

[2]) 1865 REUSS, A. E. Sitzungsber. K. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. L.

[3]) BRADY, H. B. Challenger, Tafel LXXXII, Fig. 12a und b.

[4]) 1893 QUEREAU, E. C. Die Klippenregion von Iberg (Sihltal). Mit 4 Tafeln und 13 Figuren im Text. Beiträge N. F. Lfg. 3, S. 89.

[5]) 1899 EGGER, J. G. Abhandlgn. d. math.-phys. Kl. d. K. bayr. Akad. d. Wiss., Bd. XXI, 1. Abt.

der Flyschsedimentation, während die Mergel und Mergelkalke chemisch-organogener Entstehung sein dürften.

Überblick:

Man kann im Untersuchungsgebiet innerhalb des tertiären Ultrahelveticums folgende Sedimentationstypen unterscheiden:

1. Rein terrigen detritischer Wildflysch.

Die besten Aufschlüsse hiervon findet man im Mittellauf des Eybach (Höllgraben), am Weglein von Speicher-Allmend nach Fraumültschen und als eingewickeltes Ultrahelveticum unterhalb der Kientalstraße bei Bütschi (Scharnachtal).

Dieser Faziestypus enthält fast nur die bekannten dunklen Mergel mit Rutschharnischen in bald regelmäßiger, bald unregelmäßiger Wechsellagerung mit feinkörnigen Sandsteinen, Sandkalken, Kieselkalken, Brekzien und Konglomeraten. Dazu führt er bei weitem am meisten Exotica, wenn auch nicht so viele, wie man nach Einsichtnahme in die Literatur erwarten sollte. Die vorhandenen Exotica sind vorwiegend sedimentären Ursprungs. Kristallinexoten sind recht selten. Sehr große Blöcke finden sich nur vereinzelt. Die meisten erreichen nur Bruchteile eines Kubikmeters. Die riesigen Granitexoten, wie sie zuletzt von BECK und TERCIER von Habkern gemeldet wurden, fehlen in meinem Untersuchungsgebiet.

Sämtliche in diesem rein klastischen Wildflysch vorhandenen Sandsteine, Breccien und Exoten treten vereinzelt auch in den eintönigen Kalkschiefern auf und sollen daher erst später näher erörtert werden.

Die Lagerung ist wild, da die Mergel oft stark verwurstelt sind. Die meist sehr glimmerreichen Sandsteine dagegen weisen im allgemeinen ziemlich geordnete Bankung auf, wenn auch Stellen nicht fehlen, an welchen durch das Auftreten großer Blöcke und Zerreißung der Sandsteinbänke die Wildheit nicht hinter derjenigen der Aufschlüsse bei Habkern z. B. zurücksteht. Kleinfältelung und Falten von wenigen Metern Krümmungsradius sind häufig.

2. Gemischter Flysch.

Dieser Faziestypus bildet den Übergang zwischen der rein klastischen Sedimentation des eigentlichen Wildflysches und der vorwiegend zoogenen Mergel- und

Kalkfazies des übrigen Ultrahelveticums. Er zeichnet sich aus durch hellere Farben. Die schwarzen glänzenden Mergel von 1 treten zurück und werden größtenteils ersetzt durch braunsandige Schiefer. Die Sandsteinbänke sind noch sehr zahlreich, zeigen aber im allgemeinen feineres Korn. Die Größe und Zahl der Exoten wird geringer. Am charakteristischsten erscheint aber die Einlagerung heller, leimernartiger Kalke und Mergel, die mit den mehr stadschieferähnlichen braunsandigen Mergeln und den Sandsteinen stratigraphisch verbunden sind. Die Sedimentation pendelte für längere Zeit fortwährend zwischen detritisch und zoogen hin und her.

Von dieser stratigraphischen Verkalkung des Wildflysches sind die Exoten aus echtem, vermutlich kretazischem Leimernkalk, die sowohl hier, als auch im rein klastischen Wildflysch auftreten, streng zu unterscheiden.

Während nun dieser Faziestypus im Oberlaufe des Kreuzbach z. B. überwiegend klastisches Material führt, in dem die zoogene, leimernartige Komponente stark zurücktritt und nur ganz untergeordnete Einlagerungen in Form von Linsen oder Bänken bildet, wiegen andernorts die hellen, leimernartigen Kalkschiefer vor und wechsellagern mit klastischen, dunklen Mergel- und Sandsteinlagen. Zwischen den beiden Extremen findet man alle Übergänge im Verhältnis der klastischen zur organogen-chemischen Komponente des Flysches.

Dieser gemischte Faziestypus ist stärker verbreitet als der rein klastische. Er geht seinerseits unmerklich und in fast jedem der Bäche am NW-Hang des Därligen-Leißigengrates und auch an der Rengg oftmals über in den Typus der rein chemisch-organogenen Sedimentation der

3. Mergelschiefer und Mergelkalke.

Diese Gesteine findet man am besten ausgebildet in den Steilhängen der Ramsernalp, der Bachlialp und der Rengg.

Solche globigerinenführende Mergel und Kalke bilden die Hauptmasse des Ultrahelveticums S des Thunersees. Klastische Einstreuungen sind darin selten und entsprechend feinkörnig. Exoten fehlen fast vollständig. Die wenigen, die ich finden konnte, sind fast ausnahmslos sedimentären Ursprungs und identisch mit Sandsteinen, Breccien und Konglomeraten, wie sie im typischen Wildflysch massenhaft auftreten. Kristallinexotica werden zu Seltenheiten. Ich fand einen

einzigen, faustgroßen Granitknollen in den Mergelschiefern westlich der Brunnialp.

Die Mergel und Mergelkalke selber zerfallen rein petrographisch in folgende Abarten:

a) Graue bis grünlichgraue, relativ kalkreiche Mergel- und Kalkschiefer mit reich entwickelter Globigerinenfauna. Sandsteineinstreuungen fehlen fast vollständig und sind bei Vorhandensein sehr feinkörnig.

Hierher gehören auch sämtliche Gesteine, die GERBER (83, 329) als Neokom-Fleckenkalke und Fleckenmergel beschrieben hat, und von denen er meinte, daß sie wohl den Übergang vom Neocom zu den „Couches rouges" bildeten. Gerade in diesem Neocom aber finden sich Foraminiferen, die beweisend sind für Tertiär, wie wir gleich sehen werden.

b) Die unter a) erwähnten Kalkschiefer können gelegentlich in eine mergelige Kalkbreccie übergehen, die Discocyclinen und Nummuliten führt. Ferner vermitteln sie den Übergang zu den fraglich oberkretazischen, leimernartigen Kalken.

c) Stadschieferähnliche, graue Mergel mit mehr klastischem Einschlag und weniger ruhiger Lagerung. Sie vermitteln den Übergang zu den helvetischen Stadschiefern (z. B. am NW-Fuß des Därligen-Leißigengrates), können aber auch in mehr oder weniger typischen Wildflysch oder in leimernartige Mergelschiefer übergehen (Rengg).

Es sei ausdrücklich hervorgehoben, daß diese Unterteilung nach petrographischen Merkmalen stratigraphisch wertlos ist. Wenn auch im Großen und Ganzen gilt, daß die Sedimentation von der zoogenen, fraglich oberkretazischen Kalkfazies, über die Mergelkalke in den klastischen Wildflysch und weiter in den Schlierensandstein überführt, so wird doch diese Regel unzählige Male durchbrochen, z. B. durch Einlagerung bis 1 m mächtiger, schwarzer, feinblättriger Wildflyschmergel in die seewerähnlichen Kalke der Rengg, durch Einschaltung klastischer Partien in die leimernartigen, ruhig gelagerten Kalkschiefer und durch das Auftreten von Bänken und dünnen Lamellen reinsten Leimernkalkes inmitten klastischer Fazies.

Ein Blick auf die geologische Karte der Standfluhgruppe von GERBER zeigt die Richtigkeit dieser Ansicht, denn der genannte Autor kartierte rein petrographisch, bezw. lithologisch, maß aber dieser Kar-

tierung stratigraphischen Wert bei und gelangte so zu Schlüssen über die Tektonik und das Alter des Ultrahelveticums an der Rengg, die nicht stichhaltig sind.

Da zwischen den aufgestellten 4 Faziestypen alle Übergänge bestehen, ist es sehr schwierig, dieselben auf der Karte gegeneinander abzugrenzen. Von der großen Masse der tertiären Mergel und Kalkschiefer wurden daher nur die klastische Wildflyschfazies und die fraglich oberkretazischen Kalke abgetrennt.

Lithologie des tertiären Ultrahelveticums.

1. Mergelschiefer, Mergelkalke und Kalke.

(Leimernartige Schiefer und Nummuliten und Discocyclinen führende Brekzien.)

Diese Gesteine bilden, wie bereits bemerkt, den Hauptanteil des Ultrahelveticums im Untersuchungsgebiet.

Sie zeigen verschiedenes Aussehen. Im rein detritischen Wildflysch sind sie meist schwarz oder dunkelgrau, feinblättrig und massenhaft von glänzenden Rutschspiegeln durchzogen. Sie können auch mehr braune und grünliche Töne annehmen, was meist mit einer Zunahme des Sandgehaltes einhergeht. Die psammographische Analyse zeigt folgende Zusammensetzung:

	Probe Nr. 30	Probe Nr. 49
Karbonate	48,0 %	43,7 %
Sand (IV—II)	20,5 %	21,3 %
Ton	31,5 %	35,0 %

Probe Nr. 30 Engelalpklippe, Probe Nr. 49 aus der nördlichen, randlichen Wildflyschzone der Rengg.

Sowohl horizontal als auch vertikal können sie in Sandsteine und Breccien übergehen. Besonders am Übergang zu feinkörnigen Sandsteinen entdeckt man oft Fucoiden.

In der ruhigen, organogenen, chemischen Kalkschiefersedimentation dagegen stellen diese Mergelschiefer und Kalke den Typus der Leimernschichten dar. Hier ist ihre Ausbildung mehr oder weniger homogen und zeigt stellenweise große Ähnlichkeit mit den helvetischen Stadschiefern, wenn auch der $CaCO_3$-Gehalt meist größer und der Sandgehalt kleiner ist, wie folgender Vergleich zeigt.

	Mergelkalk der Letzeklippe: (Probe Nr. 5)	Stadschiefer, Faulenmatt: (Probe Nr. 4)
Karbonate	57,8 %	44,3 %
Sand (IV—II)	12,7 %	22,0 %
Ton	29,5 %	33,7 %

Dabei stellt Probe Nr. 5 die tonigste Varietät der leimernartigen Schiefer dar.

Eine weitere, kalkigere Varietät (Probe Nr. 34) zeigt bei der psammographischen Analyse folgende Zusammensetzung:

Karbonate	63,3 %
Sand (IV—II)	10,6 %
Ton	26,1 %

In den beiden Analysen spiegelt sich die allgemein gültige Gesetzmäßigkeit, daß mit einer Zunahme des Kalkgehaltes ein rasches Fallen des Sandgehaltes einhergeht, während der Tongehalt langsamer zu sinken pflegt.

Es handelt sich in der ruhig gelagerten Kalk- und Mergelschiefersedimentation größtenteils um Gesteine, die von KAUFMANN, BECK und andern Forschern als Leimernschichten bezeichnet wurden.

Der Begriff Leimernschichten sei auch im Folgenden beibehalten. Wir werden ihn aber ausschließlich als Faziesbegriff für die organogen-chemischen Mergel und Mergelkalke gebrauchen, ohne ihm ein bestimmtes Alter beizulegen, da die betreffenden Schichten im Gegensatz zu den Ansichten älterer Autoren größtenteils Tertiär zu sein scheinen. Wir werden daher gelegentlich auch leimernartige, stratigraphische Einlagerungen in typischem Wildflysch als Leimernschichten bezeichnen.

Besonders eingehend wurden anläßlich einer Begutachtung (105) durch Herrn Prof. Dr. P. ARBENZ die Mergel und Mergelkalke im Unterlauf des Holzenbaches und Dorfbaches untersucht. Ich entnehme dem Gutachten folgende Angaben:

In 700 m Höhe des Holzenbaches (Hauptstelle) befindet sich eine ca. 25 m hohe Wand, in der die tonige Varietät der „Leimernschichten" dominiert.
Eine Mittelprobe auf einer Strecke von 15 m ergab: 55,9 % $CaCO_3$
Davon enthielt die „anscheinend tonigste Varietät": 57 % $CaCO_3$
Davon enthielt die kalkigste Varietät: 61,6 % $CaCO_3$

Ein dünn geschichteter Mergelkalk mit schwachen Häuten (Probe Nr. 7) aus dem alten Steinbruch des Holzenbaches (Höhe 650—680 m) ergab 69,7 % $CaCO_3$. Dieses Material diente früher zur Fabrikation von Romanzement.

50 m höher im Holzenbach befindet sich ein toniger Mergel mit kleinen Glimmerschüppchen von stadschieferähnlichem Aussehen, aber ohne Sandsteineinlagerungen, der nur 34,2 % $CaCO_3$ enthielt (Probe Nr. 6).

Die kalkreichste Probe stammt aus dem Dorfbach. Es handelt sich um kalkige „Leimernschichten" mit dichtem muscheligem Bruch, die 84,7 % $CaCO_3$ enthalten.

Unter 650 m Höhe finden sich im Dorfbach wieder tonige Leimernschiefer, deren extreme Proben 55 % und 66 % $CaCO_3$ aufweisen.

Die unlöslichen Rückstände der untersuchten Proben sind Sand und Ton.

Einer verdankenswerten Zuschrift der Zementwerke Därligen AG. entnehme ich zusammenfassend folgende Angaben:

Der Kalkgehalt der Leimernschichten an der Abbaustelle im Oberacker beträgt im Mittel 58,0 %, minimal 35,0 % und maximal 81,0 %. Der mittlere Tongehalt beträgt 38,0 %.

Dieses Material ist zu tonig und zu kalkarm, um in der Zementfabrikation direkte Verwendung zu finden. Es wird daher mit Schrattenkalk von Herbrig (Mittel 95,0 % $CaCO_3$, Minimum 90,6 %, Maximum 96,9 %) derart gemischt, daß ein mittlerer Kalkgehalt von 76,0 bis 78,0 % resultiert. Im allgemeinen soll das Verhältnis von Kalk zu toniger Substanz wie 2,2:1 sein. Diese Verhältniszahl 2,2 stellt natürlich einen mittleren Wert dar, der je nach der gewünschten chemischen Zusammensetzung des Zementes höher oder tiefer gehalten wird.

Die Zementwerke Därligen AG. fabrizieren Portlandzement.

Mit steigendem Kalkgehalt stellt sich in Mergelkalken und Kalken auch die bekannte Globigerinenfauna ein, die in der reinen Kalkfazies der fraglich oberkretazischen Kalke ihre beste Ausbildung aufweist.

Nur sehr selten gehen diese Mergelkalke über in nummuliten- und discocyclinenführende Brekzien.

Lithologie und Mikroskopie:

Schliff 160: Mergelkalk des Renggrates, Obersuldweglein. (Nach GERBER „Fleckenmergel".)

Die tonige Grundmasse wiegt vor und besteht aus krypto-mesokristallinem Kalzit, der lokal infolge SK holokristalline Beschaffenheit aufweist und dann geklärt ist.

Darin liegen limonitisierte Pyritkörnchen, Einstreuungen kleiner eckiger Quarzsplitter und selten ein Glaukonitkorn von gleicher Größe wie die Quarzteilchen (0,05 mm). Mikroorganismen sind nicht erkennbar.

Schliff 192: Leimernähnlicher Kalk der Letzeklippe:

Quarz und dunkelgrüne Glaukonitkörner sind in der tonigen, kryptokristallinen Grundmasse noch spärlicher. Die SK wirkte besonders auf die Foraminiferen. Immerhin sind noch erkennbar:

Globigerina conglobata BRADY.
Globigerina spec.
Textularia spec.
Orbulinaria spec.

Schliff 162: Mergelkalk vom N-Hang des Höchstgrätli.

Die kalzitische Grundmasse wird z. T. durch tonige Wolken verdunkelt, z. T. ist sie infolge SK holokristallin und geklärt. Sie enthält u. a. eine vierkammerige

Globotruncana canaliculata (CUSHMAN) REUSS.

Es handelt sich aber um sicheres Tertiär, wie Discocyclinenfunde in nächster Umgebung beweisen!

Schliff 156: Mergelkalk aus dem Wildflysch im S-Teil der Rengg.

Der Schliff zeigt ein ähnliches Bild wie die vorhergehenden, nur daß die Grundmasse noch stärker pigmentiert und durch Limonit und Pyrit verunreinigt erscheint. Mikroorganismen sind zahlreich, aber fast unkenntlich. Bei vielen Kalzitaggregaten kann man organische Herkunft nur vermuten.

Schliff 131: Reiner, leimernähnlicher Kalk, stratigraphisch eingelagert in den Flysch bei der Suldsäge.

In der gleichmäßig tonig pigmentierten, durch SK wenig beeinflußten Grundmasse schwimmen eine Unmenge von Mikroforaminiferen, besonders Globigerinen, Orbulinarien und Textularien. Die feinkörnigen Quarzeinstreuungen fehlen hier vollständig. Der Schliff ist identisch mit der schon beschriebenen fraglichen Oberkreide und doch sicher tertiären Alters, da er in unzweifelhaft eozänen Flysch stratigraphisch eingelagert ist.

Solche Vorkommen zeigen, wie wenig einer Altersbestimmung zu trauen ist, die sich einzig auf lithologische Analogien („kretazische Kalkfazies") stützt. Nur Fossilfunde, größere Nummuliten oder Discocyclinen können beweisend sein.

Schliff 145 enthält:

Chrysalidina spec.

Natürlich verdienen diejenigen Schliffe eine nähere Beschreibung, in denen sich Foraminiferen vorfinden, die Schlüsse auf das Alter des Ultrahelveticums zulassen.

Stratigraphisch am wichtigsten sind nämlich nicht die gleichförmigen und eintönigen Mergelschiefer und Kalke, sondern vielmehr ganz vereinzelte brekziöse Einlagerungen von geringer Mächtigkeit, die gelegentlich Foraminiferen führen.

Schliff 304: Mergelkalkbrekzie der Morgenberghorn-Hutmaadmulde bei Schliere.

Die Grundmasse ist sehr tonig und entsprechend dunkel und kryptokristallin.

Das Gestein ist typisch organogen und besteht im wesentlichen aus einer Unmenge von Lithothamnien *(Lithothamnium nummuliticum?)*, Bryozoen und Discocyclinen. Fraglich erscheint

Spiroclypeus spec.

Sicher erkennbar sind:

Discocyclina discus RUETIM.
Discorbina spec.
Orbulina spec.

Ein Anschliff des Handstückes zeigte ferner:

Discocyclina Marthae SCHLUMB.

Schliff 161a: Nummulitenkalkbreccie aus den leimernartigen Schiefern der Rengg (Obersuldseite).

Der Schliff ist fast identisch mit Nr. 304, zeigt aber an bestimmbaren Organismen:

Nummulina gallensis HEIM.
Discocyclina Chudeaui SCHLUMB.
Discocyclina dispansa SOW.
Discocyclina varians KAUFM.

Schliff 327a und 327b: Stratigraphische Einlagerung leimernähnlichen Kalkes aus dem Wildflysch des Höllgrabens (ob Leißigen).

Grundmasse: Stark tonig getrübter, kryptokristalliner Kalzit.

Organische Einschlüsse bilden den Hauptanteil des typisch organogenen Gesteins und setzen sich in der Reihenfolge der Häufigkeit zusammen aus Lithothamnien, Bryozoen, Discocyclinenbruchstücken, *Bigenerina spec.*, *Rotalia* (Bruchstück) und *?Spiroclypeus*. Spezifisch bestimmbar ist:

Discocyclina Chudeaui SCHLUMB.

An anorganischen Bestandteilen fällt Quarz auf durch eckige Körner von 0,2 mm mittlerer Größe, die oft ankorrodiert und mit Foraminiferenbruchstücken oder der Grundmasse verzahnt sind. Vereinzelt erblickt man auch Quarzinaggregate.

Schliff 281: Brekziöser, leimernartiger Kalk aus dem Obersuldweglein der Rengg.

Die Grundmasse ist krypto-mesokristallin und tonig verunreinigt. Sie tritt ziemlich stark zurück gegenüber den organischen Einschlüssen, unter denen Lithothamnien, Discocyclinen und winzige Nummuliten vorwiegen.

Bestimmbar waren:

Discocyclina discus RUETIM.
Discocyclina Chudeaui SCHLUMB.

Da auch noch in vereinzelten Sandsteinen und polygenen Breccien bestimmbare Nummuliten und Discocyclinen gefunden wurden, soll die Altersfrage mitsamt dem Problem der Kreidenummuliten erst später diskutiert werden.

2. Sandsteine, Brekzien und Konglomerate.

Diese Gesteine sind im Untersuchungsgebiete nicht so reichlich vertreten wie in andern ultrahelvetischen Gebieten, z. B. im Habkerntale und an der Berra. Sie treten vorwiegend in der rein klastischen Fazies des eigentlichen Wildflyschs auf, kommen aber vereinzelt überall auch in den ruhiger gelagerten Kalkschiefern vor.

Die Sandsteinbänke erreichen selten größere Mächtigkeit, meist nur 10—20 cm. Sie sind sehr feinkörnig, hart und führen oft reichlich Glimmer. Der Zement kann kalkig oder kieselig sein, so daß zwischen Quarziten, Kieselkalken, Kieselschiefern, Sandkalken und Sandsteinen alle Übergänge bestehen.

Die mittel- und grobkörnigen Sandsteine sehen dem Schlierensandstein des Kreuzbaches bei oberflächlicher Betrachtung täuschend ähnlich, so sehr, daß gewisse, im folgenden beschriebene Varietäten davon nicht unterschieden werden können.

Die groben Brekzien und Konglomerate treten gegenüber den Sandsteinen stark zurück.

Es ist sehr schwierig, die autigen entstandenen Sandsteine und Brekzien von den allothigen gebildeten und als Gerölle eingeschwemmten zu unterscheiden. Es kommen nämlich die meisten Bestandteile der eingeschwemmten Gerölle auch als Mineralien der autigenen Sandsteine und Brekzien vor.

Daher beobachtet man Übergänge von ihrer Zusammensetzung nach sicher exotischen Geröllen oder sogar von Kristallinexoten zu polygenen Brekzien, Sandsteinen und schwarzen Wildflyschmergeln. Es ist klar, daß ein sicherer Entscheid über die Entstehung und Ablagerung eines Blockes nicht möglich ist, wenn er nicht zufällig typisch exotische Mineralführung aufweist oder dann ohne Übergang isoliert in den Wildflyschmergeln oder Kalkschiefern steckt.

Es ist auch im Felde unmöglich, alle vorhandenen Brekzien und Sandsteine streng in exotische und ultrahelvetische, bezw. noch helvetische, zu scheiden, da die meisten der sedimentären Exotica dieselben Mineralien führen, die sich auch am Aufbau der ultrahelvetischen Sandsteine und Brekzien beteiligen. Der umgekehrte Fall aber trifft nicht immer zu. Gewisse Glaukonitsandsteine könnten auch helvetischer Herkunft sein.

Für exotische Herkunft der meisten sedimentären Einschlüsse spricht ihre Vergesellschaftung mit Kristallinexoten. Anderseits trifft man aber dieselben Sedimente auch in zweifellos autigen entstandenen Bänken.

Für die nichtexotischen Einschlüsse im Ultrahelveticum bestehen also zwei grundsätzlich verschiedene Möglichkeiten: Sie sind entweder als fertige Blöcke aus einem nichtexotischen, z. B. helvetischen oder ultrahelvetischen Gebiet eingeschwemmt worden, oder aber sie wurden erst im Flyschmeer selber aus einzeln eingeschwemmten Mineralien und Mikrogeröllen zu einem meist gebankten Gestein abgelagert. Im letzteren Falle kann die Herkunft der Mineralkomponenten sowohl exotisch als auch nichtexotisch sein.

Aus dem Gesagten dürfte klar sein, daß eine strenge Unterteilung der sedimentären Einschlüsse im Flysch nach Herkunft und Entstehung ein Ding der Unmöglichkeit ist.

Detailbeschreibung:

Sandsteine sind besonders zahlreich vertreten. Sie entstanden größtenteils an Ort und Stelle im Flyschmeer, können aber auch als fertige Blöcke eingeschwemmt worden sein, wie vereinzeltes Auftreten innerhalb der ruhig gelagerten Kalkschiefer und gute Abrollung beweisen. Solche vereinzelte Blöcke übersteigen selten $^1/_4$ m^3 Größe.

a) Eine sehr feinkörnige, dem helvetischen Kieselkalk sehr ähnliche Varietät bildet besonders im Wildflysch, aber auch in den Mergelschiefern und Mergelkalken Bänke, die aber nie große Mächtigkeit erreichen, sondern immer wieder durch Schieferzwischenlagen unterbrochen werden.

Schliff 400: Flyschsandstein der Engelklippe, Derigraben:

Grundmasse: Toniger, durch Limonitschlieren verunreinigter, krypto- bis mesokristalliner Kalzit. Die SK macht sich wenig bemerkbar.

Einschlüsse: Überwiegend ganz eckige, selten leicht gerundete Quarzkörner, mehrheitlich undulös auslöschend. Da und dort sind die Körner

direkt miteinander verzahnt, seltener durch sekundäre Kieselinfiltration zusammengepflastert. Relativ reichlich finden sich Pyriteinstreuungen, manchmal in Nestern angereichert. Muskovit ist ziemlich reichlich, Orthoklas, Apatit und Zirkon nur akzessorisch vertreten.

Das Gestein muß demnach als kieseliger Sandkalk bezeichnet werden.

Es kommt in gleicher Zusammensetzung auch als mittelkörniger Sandstein und Sandkalk vor und führt dann oft vereinzelte Glaukonitkörner und Krinoidenbruchstücke.

Treten dazu noch große Muskovitschüppchen, so hat man den typischen, glimmerreichen Wildflyschsandstein, der den Schichtfugen entlang ausgezeichnet spaltet, sowie Paralleltextur und gute Bankung aufweist.

b) Einer nähern Beschreibung bedürfen die Sandsteine und Brekzien von granitischem Aussehen, die, wenn nicht als Gerölle, so doch was die Mineralführung anbetrifft ausnahmslos als exotisch bezeichnet werden müssen. Nebstdem führen sie gelegentlich kleine Nummuliten, die im gewöhnlichen Flyschsandstein vollständig fehlen.

Nr. 276: Mittelkörnige, granitische Brekzie aus dem Mergelkalk im SE-Hang der Rengg. (Nach GERBER Fleckenkalk, 83, 329.)

Makroskopisch sind daran erkennbar: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit, Muskovit.

Mikroskopisches:

Die Grundmasse tritt zurück und füllt nur als Zement die Lücken zwischen den Einschlüssen. Sie ist mesokristallin, tonig und limonitisch verunreinigt.

Einschlüsse: Vorwiegend Quarz in größern gerundeten Körnern. Daneben treten kleinere mit eckig-splittriger Umgrenzung auf. Beide sind oft kataklastisch. Die Spalten der Kataklase wurden durch geklärten, mesokristallinen Kalzit ausgefüllt. Feldspäte sind massenhaft vorhanden. Vereinzelt konstatiert man Orthoklase und Perthite. Die Hauptmasse mag Plagioklas sein, ist aber infolge vorgeschrittener Kalzitisierung und Serizitierung nicht näher bestimmbar. Selten konstatiert man Albitkristalle als Neubildung. Weniger häufig sind Hornblendefetzen vorhanden, dazu grüne Glaukonitkörner, die innig mit der Grundmasse, mit Quarz oder Feldspat verzahnt sind und auch Glaukonit-Kalzitaggregate bilden können. Muskovitschüppchen fehlen nicht.

An kleinen, 2—4 mm großen, im allgemeinen gut gerundeten Mikrogeröllen beobachtet man:

Leimernkalkbrocken mit der bekannten Globigerinenfauna, Quarzitgeröllchen (Pflasterstruktur!) und dunkle, dichte Knollen eines tonigen Foraminiferenkalkes vom Typus des praealpinen Neocoms oder der südalpinen Majolica.

An organischen Einschlüssen befinden sich im Schliff zwei Discocyclinen, mehrere kleine megasphärische Nummuliten mit je ca. vier Umgängen, Lithothamnien und ein limonitisiertes Krinoidenbruchstück.

Es ist klar, daß demnach auf tertiäres Alter dieser Brekzie und damit des umgebenden Mergelkalkes geschlossen werden muß. Selbst wenn der tertiäre Leitwert der kleinen Nummuliten angezweifelt wird, bleiben immer noch als tertiäre Leitfossilien die Discocyclinen übrig.

Nr. 282: Stellt einen typischen, mittel- bis grobkörnigen, sicher oft autigen entstandenen Flyschsandstein dar, der meist in Bänken, zur Abwechslung aber auch in einzelnen Blöcken auftritt. Er kann ebenfalls foraminiferenführend sein wie Nr. 276. Das Äußere ist mehr dasjenige eines gleichförmig grauen Kalksandsteins und zeigt weniger granitisches Aussehen. Das mikroskopische Bild überrascht durch Reichhaltigkeit.

Schliff 282:

Grundmasse: Krypto- bis mesokristalliner, durch SK wenig veränderter, toniger Kalzit.

Einschlüsse: Vorwiegend eckige und scharfkantige, oft kataklastische Quarzkörner. Gelegentlich sind die Spalten der Kataklase statt durch Kalzit durch Muskovit auszementiert. Verzahnungen des Quarzes mit der Grundmasse oder mit andern Einschlüssen sind häufig. Feldspäte und Perthithe erscheinen weniger häufig als in Nr. 276, sind aber wie dort meist kalzitisiert. Als Besonderheit zeigt der Schliff myrmekitische Neubildungen. Relativ zahlreich sind Muskovitblättchen. Auch Biotit ist vorhanden. Glaukonit tritt in abgerollten Körnern auf und in Flasern, als Lückenzement. Auch Quarz kann sekundär infiltriert sein und zementieren. Der Schliff ist reich an nesterweise angereicherten Pyriteinstreuungen.

Besondere Aufmerksamkeit verdienen aber kleine, gut gerundete Gerölle; man beobachtet:

Urgonartige, organogene Brocken, Gerölle von Glaukonitsandstein genau wie helvetischer Gault oder glaukonitischer Auversienschiefer, Tithon mit *Calpionella alpina* LORENZ, Radiolarien, eine *Rotalia* und selten Körner eines sandigen, globigerinenführenden Mergelkalkes, ähnlich einem schwach sandigen, leimernartigen Schiefer. Das Tithon mit *Calpionella* kann ostalpiner oder praealpiner Herkunft sein.

An organischen Einschlüssen erblickt man Krinoidenbruchstücke und kleine Nummuliten. Amphisteginen erscheinen fraglich.

Nr. 306: Mittel- bis grobkörnige, granitische Balkbrekzie aus dem W-Teil der Engelklippe.

Mikroskopisches:

Unterscheidet sich von Schliff 282 fast nur durch die Größe der Komponenten. Mineral- und Fossilführung sind dieselben. Als Besonderheit zeigt der Schliff schwarze, lyditähnliche Hornsteingerölle. Charakteristisch sind ferner kalzitische Anwachsrinden, besonders um die Quarzkörner und teilweise Auszementierung der Quarzkataklasen durch Muskovit.

Nr. 335: Mittel- bis grobkörnige Brekzie aus dem Wildflysch des Kumgrabens.

Sie läßt makroskopisch neben Quarz, Orthoklas, Perthith, Biotit, Muskovit und Glaukonit die charakteristischen Dolomitbrocken erkennen, wie sie in vielen Flyschbrekzien vorkommen. Ähnliche, noch reichlicher dolomitführende Gesteine wurden früher als Niesensandstein bezeichnet. Diese gelb gesprenkelten Brekzien sind eines der typischsten Flyschgesteine, das sowohl in Bänken als auch als Exoten vorkommt. Sie treten vorwiegend in den wildflyschartigen Zonen auf.

Mikroskopisches:

Ein eigentliches Bindemittel fehlt fast ganz. Selten beobachtet man einen Zwickel mesokristallinen, schwach tonigen Kalzites. Die Hauptmasse des Zementes aber bilden feinkörnige Quarzaggregate mit Limonitschlieren und flaserige Hornblende.

Einschlüsse: Die Quarzkörner sind sehr einschlußreich, kataklastisch und undulös. Oft zeigen sie Korrosionstaschen, die durch Kalzit oder Aggregate sekundären Muskovits ausgefüllt werden. Kalzitrinden um die Quarzkörner sind selten. Dagegen kommen sekundäre Quarzinumrindungen und Umrahmung der Einschlüsse durch gewundene Hornblendefetzen vor. Glaukonit ist nur in sekundären, stark verzahnten Fetzen von geringer Größe vorhanden. Ferner sind zu erwähnen Biotit, Muskovit, Hornblende mit pleochroitischen Höfen, Pyrit, Rutil und Zirkon. Unter den eingeschlossenen Mikrogeröllen fallen besonders die bis über 4 mm großen, eckigen Dolomitbrocken auf, die mit den übrigen Einschlüssen stark verzahnt sind. Reichlich vertreten sind auch Quarzitgerölle, Perthithe, Orthoklase, Plagioklase und Bruchstücke von Schriftgraniten. Die Feldspäte sind meist zu Kalzit oder Serizit zersetzt.

Organische Einschlüsse sind nicht erkennbar.

Nr. 279: Stellt einen typischen Glaukonitsandstein dar und stammt von einem Block aus den Kalkschiefern der Rengg.

Dasselbe Gestein tritt gerne auf am Übergang von Exoten zu autigenem Flyschsandstein.

Mikroskopisches:

Der Lückenzement ist sehr tonig und eisenschüssig (Glaukonit- und Pyritverwitterung), so daß seine Struktur unkenntlich erscheint.

Einschlüsse: Vorwiegend Quarzkörner, bis 0,8 mm groß, bald gerundet, bald eckig, z. T. kataklastisch und oft mit Glaukonit verzahnt. Auch sekundäre Quarzinfiltrationen fehlen nicht. Glaukonit ist fast so reichlich vertreten wie Quarz, aber mit geringerer Korngröße, in Form idiomorpher, gesprenkelter, grüner Körner, die manchmal von Kalzit umrindet werden. Ferner tritt er auf als Lückenzement.

Viele Feldspäte sind ganz oder teilweise in Kalzit übergegangen, die übrigen serizitisiert.

Hornblende, Biotit und Muskovit sind schwächer vertreten als in den grobkörnigen Flyschsandsteinen, z. B. Nr. 335; ebenso die Quarzitgerölle.

Organische Einschlüsse scheinen zu fehlen.

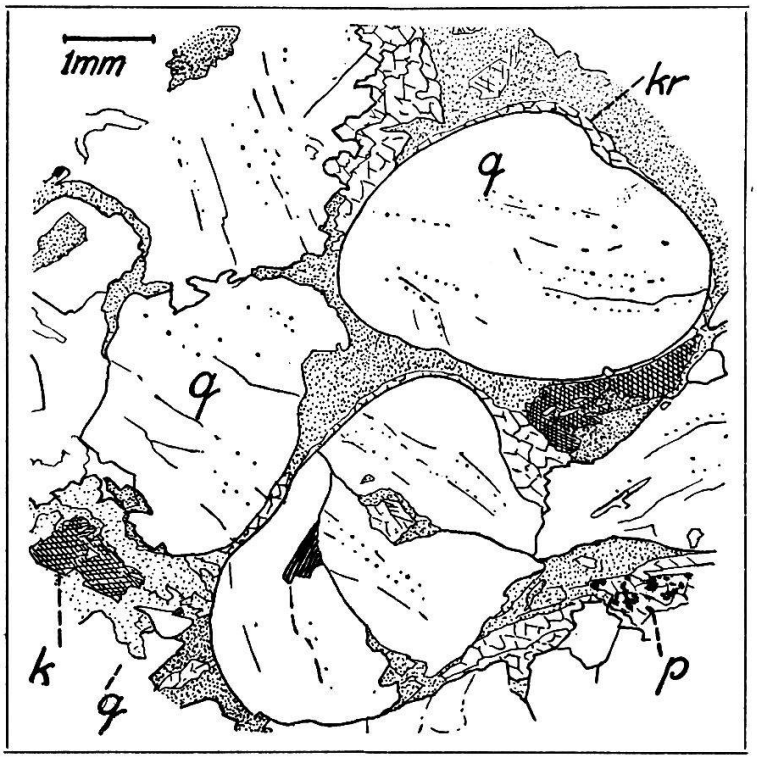


Fig. 9. **Ölquarzit,** Engelklippe.

q: Quarz. k: Kalzit. kr: Diagenetische Kalzitrinde, zum Teil mit Quarz verzahnt. p: Pyrit. Grundmasse: Kryptokristalliner Kalzit.

Sowohl als Exoten als auch in Form stratigraphisch eingelagerter Bänke treten im Flysch des Untersuchungsgebietes grünliche Ölquarzite und ölquarzitähnliche Sandsteine auf. Meist gehen sie seitlich oder

vertikal in gewöhnlichen Flyschsandstein über und unterscheiden sich wenig von den Ölquarziten anderer Flyschgebiete.

Schliff 85: Grobkörniger Ölquarzit aus dem Flysch der Engelklippe (Derigraben).

Lückenzement: Toniger, kryptokristalliner Kalzit, der gelegentlich auch holokristallin sein kann.

Im übrigen besteht das Gestein aus mehr oder weniger gut gerundeten Quarzkörnern, die bald primär, bald sekundär infolge Korrosion und Quarzinfiltration ineinander verzahnt sind. Häufig erscheinen Pflasterstrukturen. Die Korngröße beträgt im Mittel 0,5 mm, kann aber 1 mm überschreiten. Kalzitrinden sind vorhanden, aber nicht häufig.

Akzessorisch erblickt man Glaukonit, Pyrit, Muskovit und Zirkon.

Der ölige Glanz wird durch massenhafte Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse der Quarze verursacht.

Schliff 98: Feinkörniger Ölquarzit aus dem S-Teil des Flysches der Letzeklippe (Höhe 1740 m).

Sowohl Mineralführung als auch Lückenzement sind dieselben wie in Schliff 85: Die Quarzkörner erreichen aber höchstens 0,1 mm Durchmesser und sind infolge ihrer Kleinheit ausnahmslos eckig. Pyrit und Glaukonit erscheinen reichlicher eingestreut, treten aber gegenüber dem Quarz sehr zurück.

Nr. 91: Flyschsandstein aus der Letzeklippe, der makroskopisch durchaus als Ölquarzit angesprochen werden muß und auch alle charakteristischen Merkmale eines solchen, wie öligen Glanz, splittrigen Bruch und rostige Anwitterungsfarben aufweist. Mikroskopisch beobachtet man aber an Stelle des erwarteten Quarzites einen gewöhnlichen Flyschsandstein.

Mikroskopisches:

In einer mesokristallinen, durch Tonsubstanz und Limonit verunreinigten Grundmasse schwimmen eckige, ca. 0,06 mm große Quarzkörner, die einander im allgemeinen nicht berühren und auch nicht verzahnt sind.

Glaukonit ist vorhanden, aber äußerst spärlich. Ebenso Muskovit und Zirkon.

Zum Unterschied von einem echten Ölquarzit führt der Schliff aber verschiedene organische Einschlüsse, wie Textularien, Rotalien und Globigerinen. Ein Nummulitenbruchstück erscheint fraglich.

Es sei noch hervorgehoben, daß die mittelkörnigen Brekzien ausnahmslos auch als grobkörnige Brekzien und Konglomerate auftreten und dann Geröllkomponenten von einigen Zentimetern Größe führen können.

3. Exotica.

a) Sedimentäre:

Wie schon bemerkt, können die meisten sedimentären Exotica, meist Sandsteine und Brekzien, auch als stratigraphische Einlagerungen im Flysch auftreten. Sie sind daher schon unter 2 beschrieben worden.

Nachzutragen ist noch, daß im typisch terrigen-detritischen Wildflysch besonders häufig helle Leimernkalke voll Mikroforaminiferen als Exoten auftreten (neben stratigraphischen Einlagerungen von Leimernkalk). Bemerkenswert erscheint die Häufigkeit der Rauhwackeexoten.

b) Kristalline:

Ich fand im Untersuchungsgebiet Biotitgranite, Zweiglimmergranite, Granodiorite, Aplite, Pegmatite und Quarzporphyre. Die Granite wiegen vor. Basische Eruptiva fehlen vollständig.

Die exotenreichste Fundstelle ist ein eingewickeltes Wildflyschvorkommen bei Bütschi (Scharnachtal). Zahlreiche Exoten führen auch die Wildflyschaufschlüsse im Mittellauf des Eybach und Spießbach. In den ruhig gelagerten Mergeln und Kalkschiefern sind Kristallinexotica selten, kommen aber vereinzelt vor.

Detailbeschreibung.

Granite:

Nr. 244: Granitexot aus dem Wildflysch von Bütschi. Das Handstück zeigt einen sehr sauren Granit mit großen Orthoklasen und kleinen Biotitschuppen und macht einen ziemlich frischen Eindruck. Die Struktur erscheint hypidiomorph-körnig bis schwach porphyrisch. Die Plagioklase erscheinen grün gefärbt. Vermutlich wurden sie erst durch die Zersetzung des ganzen Gesteins, die erst bei der mikroskopischen Betrachtung auffällt, zu Albit.

Der Schliff zeigt vorgeschrittene Karbonatisierung und Serizitisierung der Feldspäte. Der Quarz ist weitgehend kataklastisch und kalzitisch auszementiert. Die Plagioklase dürften vorwiegend Albit sein. Vereinzelt beobachtet man Orthoklase, gelegentlich Myrmekite am Rand der Feldspäte. Immerhin dürfte der Anteil des Kalifeldspates gering sein. Biotit erscheint recht gut erhalten, zeigt hingegen da und dort beginnende Chloritisierung.

Nr. 242: Biotitgranit aus dem Wildflysch von Bütschi. Stimmt fast überein mit Nr. 244.

Nr. 243: Ein sehr stark karbonatisierter und chloritisierter Granit mit reichlich Plagioklas aus dem Wildflysch von Bütschi. Der Kalzit mag 50 % des Gesteins bilden. Die Struktur ist hypidiomorph und mittel- bis grobkörnig. Die kleinschuppigen Biotite sind eben noch wahrnehmbar. Infolge der Chloritisierung erscheint das Gestein grün gefleckt.

Nr. 238: Zeigt einen sauren Biotitgranit (Eugranit) mit sehr schönen myrmekitischen Verwachsungen und schwacher Paralleltextur aus dem Wildflysch von Bütschi.

Nr. 334: Grobkörniger, sehr saurer Granit, aus dem Wildflysch des Kumgrabens.

Dieser Granit zeigt als Besonderheit Verwachsungen von Albit und Orthoklas und pethithische Zwillingsbildungen. Die Erscheinungen der Kalzitisierung und Serizitisierung der Feldspäte und der Quarzkataklase sind auch hier vorhanden, wenn auch die Zersetzung noch weniger weit gediehen ist als in den übrigen Handstücken. Es war daher eine Plagioklasbestimmung möglich, die Albit ergab.

Nr. 245a: Ein Granit mit fortgeschrittener Zersetzung und zahlreichen kleinen Rostflecken aus dem Wildflysch von Bütschi.

Basischer als Nr. 242 und 244.

Struktur: Hypidiomorph-körnig. Quarz erscheint undulös und kataklastisch. Die Feldspäte sind aufs äußerste serizitisiert und karbonatisiert, die Biotite im allgemeinen vollständig zu Chlorit zersetzt. Gelegentlich erblickt man in den Chloritfetzen noch einen Biotitkern. Die Chloritisierung war mit einer kräftigen Titanitbildung verbunden. Bemerkenswert sind anomale Interferenzfarben des Chlorites.

Nr. 299: Grobkörniger Granit aus den Mergelschiefern der Gräberegg, SW-Hang.

Sehr sauer, leicht pegmatitisch und quarzreich. Die Feldspäte sind unbestimmbar, die Biotite fast vollständig zu Chlorit zersetzt, der massenhaft Titanitmineralien einschließt. Die Quarze sind sehr reich an Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen.

Nr. 249: Granitexot aus dem Wildflysch von Bütschi. Ein saurer, relativ frischer Pegmatitgranit mit ausgeprägt pegmatitischer Struktur infolge eutektischer Quarz- und Feldspatdurchwachsungen. Die Feldspäte zeigen zonaren Bau mit einem basischen Teil innen und einem sauren außen. Der innere basische Teil hat oft Kalk ausgeschieden. Biotit ist nur leicht chloritisiert, z. T. noch unzersetzt. Die feinkörnigen Quarzkörner glänzen ölig infolge zahlreicher

Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse. An den Plagioklasen ist manchmal noch Albitlamellierung erkennbar.

Granodiorit:

Nr. 254: Granodiorit aus dem Wildflysch von Bütschi.

Struktur: Hypidiomorph-körnig.

Der Schliff ist sehr plagioklasreich. Orthoklase fehlen fast ganz. Es handelt sich um saure Plagioklase. Eine Bestimmung ergab Albit. Auf Albit wiesen auch die vielen Zwillingslamellierungen der Feldspäte.

Quarz füllt gelegentlich die Zwickel zwischen den Feldspäten.

Das ganze Gestein ist karbonatisiert, serizitisiert und chloritisiert. Insbesondere Chlorit ist massenhaft vorhanden und vermutlich aus Biotit entstanden. Manchmal beobachtet man noch braune Biotitkerne in den Chloritfetzen. Es sind alle Übergangsstadien der Umwandlung vorhanden.

Quarzporphyr.

Nr. 240: Quarzporphyr aus dem Wildflysch von Bütschi bei Scharnachtal.

Ein typischer Quarzporphyr mit mikrogranitischer Grundmasse und Quarz-, Feldspat-, Biotit- und Hornblendeeinsprenglingen. Die Quarze treten auf als Dihexaederquarze mit Biotiteinschlüssen und charakteristischen Korrosionssäcken. Die Feldspäte erscheinen stark serizitisiert.

Herkunft der Exotica:

Die Zahl der aufgefundenen Kristallinexoten ist zu gering, als daß sich daraus weitgehende Schlüsse ziehen ließen. Man kann nur sagen, daß die grünlichen Granite am meisten Ähnlichkeit zeigen mit denen des Err-Albulagebietes. Die roten Granite der insubrischen Zone, die in andern Flyschgebieten häufig sind, fehlen dagegen vollständig. Es wurde kein einziger Habkerngranit gefunden, was bei der großen Verbreitung dieses Gesteins N des Thunersees sehr merkwürdig erscheint.

Wenn man die vermutlich triasischen Quarzitgerölle der sedimentären Exoten und ihre Kalkeinschlüsse mit *Calpionella alpina*, sowie die Häufigkeit der Rauhwackeexoten mitberücksichtigt, so kommt man zum Schluß, daß der unterostalpinen Parallelisation der Vorzug zu geben ist. Beweisend allerdings sind diese sedimentären Brocken für unterostalpin nicht. Sie lassen diese Herkunft nur wahrscheinlich erscheinen. Das vollständige Fehlen von Radiolaritgeröllen mahnt zur Vorsicht bei der Herkunftsbestimmung als unterostalpin.

Alter des Flysches und der Leimernschiefer.

Historisches.

BERNHARD STUDER bezeichnete alles, was zu seiner Zeit Flysch genannt wurde, als Tertiär. Er ließ sich von dieser Ansicht auch durch Belemnitenfunde nicht abbringen und man bewundert den Scharfblick, mit dem er, allerdings in Bezug auf den Simmentalerflysch, erklärt (anläßlich Belemnitenfunden an der Vevaise): „Auf keinen Fall werden wir uns . . . genötigt glauben . . . unter die organischen Überreste der Flyschformation auch Belemniten aufzunehmen. Es sind, alles erwogen, diese Körper in der Formation nicht fremdartiger, als die großen Blöcke" (4, 123).

Auch TRIBOLET und später MOESCH hielten den ultrahelvetischen Flysch des Untersuchungsgebietes für Tertiär. MOESCH meldet von der Rengg sogar kleine Nummuliten.

HELGERS, der letzte Bearbeiter des Flysches zwischen Därligen und Leißigen äußert sich nicht über die Altersfrage, sondern schließt sich summarisch MOESCH an. Dagegen erklärt GERBER 1905 „die Leimernschiefer der Renggalp als eine tertiäre (unteroligocaene?) Bildung", hält es aber für möglich, daß „noch die obere Kreide in Klippenfacies (Couches rouges) in Frage kommen" könnte (47, 59).

1910 aber bezeichnet der genannte Autor das Ultrahelveticum des Standfluhgebietes in Anlehnung an P. BECK definitiv als Klippendecke und äußert sich mit lakonischer Kürze über das Alter der dazugehörigen Gesteine folgendermaßen:

„Aus der Karte ist ersichtlich, daß die Hauptmasse der Klippengesteine der Kreide angehört" (83, 331).

GERBER begründet diese Ansicht nicht näher, stützt sich aber offenbar auf die vorwiegend kretazische Fazies der Renggserie und auf einen Fund von 2 Belemniten, die er in den von ihm als Neocom-Fleckenmergel und Fleckenkalke bezeichneten Gesteinen entdeckte. Vermutlich war ihm die kritische Bemerkung von B. STUDER über den Wert solcher Belemnitenfunde im Flysch nicht bekannt, denn es ist heute klar, daß es sich hier um eingeschwemmte organische Reste handelt, die, um mich der Ausdrucksweise STUDER's zu bedienen, ebenso exotisch sind wie die Kristallinblöcke.

1921 revidierte ARNOLD HEIM das Renggratprofil. Er nimmt für die „Leimernkalke" turones, die Fleckenmergel senones und den Wildflysch tertiäres Alter an, ohne nähere Begründung. Über das mehrfache

Auftreten von Wildflyscheinlagerungen in leimernartigen Kalken schweigt er sich aus und deutet nur an einer Stelle in seinem Renggprofil eine Schuppung an.

Auch A. HEIM's Ansicht ist unrichtig, wie ich im Folgenden nachweisen möchte. Es geht nicht an, auf Grund fazieller Ausbildung eines Sedimentes eine Altersbestimmung vorzunehmen.

Die mikroskopische Fauna der Kalke und Mergelkalke kann nicht zu einer Altersbestimmung herangezogen werden. Die Globigerinen usw. sind nicht auf die Oberkreide beschränkt, sondern kommen auch im Wildflysch vor, sofern er Einlagerungen in Kalkfazies enthält. Sie spielen demnach die Rolle von Faziesszeigern, nicht von Leitfossilien*).

Die makroskopische Fauna ist zwar nicht reichhaltig, genügt aber für eine Altersbestimmung.

Folgende Spezies wurden teils in brecciösen Einlagerungen des ultrahelvetischen Flysches, teils in sedimentären Exoten festgestellt:

Nummulina gallensis HEIM
Nummulina spec. indet. (Pygmaeenfauna)
Assilina Leymeriei HEIM
Discocyclina discus RÜTIM.
— *dispansa* SOW.
— *Chudeaui* SCHLUMB.
— *varians* KAUFM.
— *Marthae* SCHLUMB.
Globotruncana canaliculata (CUSHMAN) REUSS
Gypsina inhaerens SCHULTZE
Chrysalidina spec.
Discorbina spec.

---

*) In diesem Zusammenhange sei erwähnt, daß VONDERSCHMIDT für die ultrahelvetische Flyschunterlage der Giswiler Klippen zum Teil oberkretazisches Alter annimmt (116, 12), meines Erachtens vollständig unbegründet, denn er stützt sich dabei einzig auf stratigraphische Einlagerungen leimernähnlicher Gesteine mit „kretazischer" Mikrofauna in typischem Wildflysch und auf fazielle Ähnlichkeit eines Teils seiner „Leimernschichten" mit senonartigen Mergeln der Fähnernmulde. Aber ganz abgesehen davon, daß in der Flyschstratigraphie kretazische Fazies durchaus nicht beweisend ist für Kreidealter, erscheint auch das senone Alter genannter Fähnerngesteine neuerdings fraglich.

Orbulina spec.
Cristellaria spec.

Nähere Angaben über die Fundorte und Nummern der Detailbeschreibung gibt beiliegende Tabelle.

Fraglich ist die Anwesenheit von *Spiroclypeus spec.*

Nummulina gallensis meldet ARNOLD HEIM aus dem Flybachgebiet, aus den Blattengratschichten, von Einsiedeln (Steinbach) und von (Sarnen)-Flühli, welch letztere Lokalität helvetisches Lutétien darstellt. Es ist eine der häufigsten Arten der Flyschnummuliten und kann nach ARNOLD HEIM Lutétien oder ? Auversien sein.

BOUSSAC (91, 54) hat „aucun doute", daß *N. gallensis* HEIM identisch ist mit *N. Partschi* DE LA HARPE. Nach ihm ist die Verbreitung von *N. Partschi* beschränkt auf das Lutétien.

Assilina Leymeriei spricht ebenfalls für Lutétien.

Wir kommen daher nach der Skala von BOUSSAC dazu, für das Ultrahelveticum S des Thunersees eozänes Alter anzunehmen. (Abgesehen von einem kleinen Komplex fraglich oberkretazischer Kalke.)

Jedenfalls kann es sich keineswegs um Kreide handeln, wie man bisher glaubte.

Negative Anhaltspunkte dafür bieten das vollständige Fehlen des genus *Orbitoides s. s.* und die Abwesenheit kretazischer Nummulitenspezies. (S. S. 148ff.)

Den positiven Beweis für eozänes Alter liefern die diskutierten Nummuliten und die gesamte Discocyclinenfauna, da bisher noch kein Forscher kretazische Discocyclinen gemeldet hat, ausgenommen ARNOLD HEIM und ROLLIER (117/118), auf deren Darlegungen wir noch zurückkommen werden.

Mit einiger Wahrscheinlichkeit kann innerhalb des Eozäns auf Lutétien geschlossen werden. Es sei aber ausdrücklich betont, daß wir diese engere Altersbestimmung für nur schwach gesichert ansehen, denn *N. gallensis* HEIM wird von ARNOLD HEIM leider größtenteils von unsichern Lokalitäten angegeben. Sicheres Lutétien mit *N. gallensis* HEIM ist nur Sarnen-Flühli.

Der Fund eines fraglichen *Spiroclypeus spec.* läßt auch Priabon in Frage kommen.

Der Nachweis einer Schichtlücke zwischen Oberkreide und Eozän ist im vorliegenden Flyschgebiet nicht zu leisten. Leider ist auch in den Nachbargebieten das Problem der palaeozänen Schichtlücke durch-

aus nicht geklärt, sodaß die Frage nach eventuellem palaeozänem Alter vorläufig offen gelassen werden muß.

Erwähnt sei noch, daß die Altersbestimmung des ultrahelvetischen Flysches S des Thunersees als Lutétien in Übereinstimmung stehen würde mit den Resultaten, die GAGNEBIN und TERCIER für den Externflysch und TERCIER neuerdings für einen Teil des Habkernflyschs erhalten haben.

Tabelle der ultrahelvetischen Foraminiferenfunde.

Spezies	Gestein	Fundort und Nummer der Detailbeschreibung
Nummulina gallensis HEIM *Discocyclina Chudeaui* SCHLUMB. *Discocyclina dispansa* SOW. *Discocyclina varians* KAUFM.	Leimernkalkbrekzie	Höchstgrätli, SE-Hang (Obersuldweglein), Nr. 161a
Discocyclina discus RUETIM. *Discocyclina Marthae* SCHLUMB.	Kalkiger Leimernschiefer	Morgenberghorn-Hutmaadmulde, Nr. 304
Nummulina gallensis HEIM	Granitische Brekzie in Leimernschiefern	Rengg, E-Hang, N-Fuss des Höchstgrätli, Höhe 1600 m Nr. 276
Discocyclina Marthae SCHLUMB. *Discocyclina discus* RUETIM.	Leimernkalkbrekzie	Rengg, Seitenrunse am S-Hang des Höchstgrätli, Nr. 281
Discocyclina Chudeaui SCHLUMB.	Kalkbrekzie aus Wildflyschmergeln	Höllgraben, Höhe 900 m, Nr. 327

Weil im Profile der Rengg die kretazische Mergelfazies überwiegt und doch nach vorliegenden Untersuchungen sicher tertiäres Alter aufweist und weil hier tektonische Schuppungen, wie sie an der Fähnern z. B. auftreten, weniger wichtig sind, so möge von hier aus ein Streiflicht auf die Frage der Kreidenummuliten geworfen werden.

Das Problem der Kreidenummuliten:

Bekanntlich gibt es im Genus der Nummulitidae einige Miniaturspezies, die sicher oberkretazischen Alters sind.

Schon 1890 fand SEUNE in der obersten Kreide der W Pyrenaeen zusammen mit *Operculina Herberti* eine Form, die er als

N. spilecensis MUNIER-CHALMAS

bezeichnete, aber nie beschrieb (16, 201, 203, 233). BOUSSAC deutete sie als fragliche *N. bolcensis* MUNIER-CHALMAS. Die stratigraphische Stellung dieses Fundes erscheint etwas unsicher. Es könnte sich auch schon um Tertiär handeln statt oberer Kreide.

Ferner fand 1897 KOSSMAT im untern Danien von Pondichérry ein Foraminifer, das er mit Vorbehalt dem Genus *Amphistegina* zuteilte, das aber nach PARONA ein echter Nummulit ist (30, 97).

Des weitern hat PARONA (95, 36) schon 1914 im Maestrichtien von Bir Cateifa in Tripolitanien *N. Fraasi* DE LA HARPE, zusammen mit *Omphalocyclus macropora* und *Siderolithes calcitrapoides* gefunden.

1917 entdeckte DOUVILLÉ in Sizilien

N. deserti DE LA HARPE

zusammen mit *Orbitoides gensacica* und *Hippurites cornucopiae* und zwar ebenfalls im Maestrichtien (100, 612).

1923 wies MENGAUD einwandfrei nach, daß im Maestrichtien mit *Biradiolites ingens* von Cézan-Lavardens ein echter Nummulit auftritt. Dieser wurde von ASTRE (120, 360) als *N. Mengaudi* beschrieben und abgebildet.

1925 entdeckte G. MURGEANU im Senon von Dosul Stânei (Karpathen)

N. elegans SOW.

ebenfalls ein Miniaturnummulit von nur 1,1—3,5 mm Durchmesser (177).

1926 endlich meldete ROSINA ZUFFARDI-COMERCI als weitere sicher kretazische Form:

N. (Paronea) maestrichtiana n. spec.

Diese Spezies stammt aus dem Maestrichtien von Bir Cateifa.

Gleichzeitig wies sie *N. Fraasi* DE LA HARPE und

N. deserti DE LA HARPE

aus dem Maestrichtien ins Danien (129, 24).

Nun habe ich in meinen Dünnschliffen und Handstücken zahlreiche kleine Nummuliten bemerkt. Sie lassen sich aber mit den soeben angeführten Spezies nicht identifizieren und scheinen somit nicht kretazische Formen zu sein. In dieser Hinsicht steht also das eozäne Alter der ultrahelvetischen Foraminiferenfauna nicht in Frage.

Aber abgesehen von diesen kleinen, sicher kretazischen Nummuliten berichten neuerdings ARNOLD HEIM und L. ROLLIER von Großformen kretazischer Nummuliten und Discocy-

clinen aus der Fähnernmulde am N-Rand des Säntis (117/118). Ihre Ansichten, die sich im wesentlichen decken, sind zwar schon von RICHTER (127) z. T. umgedeutet, z. T. widerlegt worden. Da auch ich die Fähnern im Herbst 1929 besuchte, sei kurz auf die dortigen Verhältnisse und die HEIM'sche Interpretation eingegangen.

ARNOLD HEIM unterscheidet an der Fähnern folgende Nummulitenbildungen:

I. Assilinengrünsande in und auf Seewerschichten:
(Basisassilinengrünsand = Zone I nach HEIM)

Das Hangende besteht aus grauen, kretazischen Leistmergeln. HEIM führt daraus an:

Assilina exponens SOW.
Assilina spira DE ROISSY
Nummulina gallensis HEIM
Discocyclina discus KAUFMANN.

Mit den Assilinen und Nummuliten zusammen wurden Inoceramen, Ammoniten, Nautilus Dekayi MORTON, Cardium galatinum D'ARCH., Ostrea spec. und Serpula spec. gefunden. Infolgedessen schließen HEIM und ROLLIER auf oberkretazisches Alter.

RICHTER hat jedoch darauf aufmerksam gemacht, daß die Ammoniten und Inoceramen aufgearbeitet und eingeschwemmt seien. Er fand eine echte Grünsandtransgressionsbrekzie mit centimetergroßen Seewerkalkbrocken. Es gibt also eine Schichtlücke zwischen Kreide und Tertiär. Die Übergänge von Seewerkalk zu Grünsand sind scheinbar stratigraphisch. In Wirklichkeit handelt es sich um verquetschte Grünsandlinsen, die infolge späterer tektonischer Pressung so sehr mit dem Seewerkalk verpflastert wurden, daß heute stratigraphische Kontakte vorgetäuscht werden. Es gibt aber auch Stellen mit ausgeprägt tektonischen Kontakten, z. B. auf der linken Seite des Brülisauertobels, was allerdings keinen Beweis für die RICHTER'sche Auffassung, die sich mit der meinigen deckt, darstellt, aber doch die Möglichkeit gibt, die vorliegenden Komplikationen durch Aufarbeitung, Transgression und Schuppung zu erklären, ohne die ganze Eozänstratigraphie umzustürzen.

Daß die Ammoniten als kretazische Leitfossilien in vorliegendem

Falle wertlos sind, ist klar, denn sie wurden aufgearbeitet, stammt doch ein Stück sogar aus dem Albien *(Mortoniceras)*.

II. Assilinengrünsande und Nummulitenkalke in Leistmergeln.

HEIM und ROLLIER unterscheiden in den Leistmergeln zwei Zonen von Nummuliteneinlagerungen: Die obere enthält nach HEIM (Zone IIb):

N. gallensis HEIM
N. complanata LAM. *var. minor* HEIM
A. granulosa D'ARCH.
A. exponens SOW.
D. discus KAUFM.

Die glaukonitischen Nummulitenkalke dieser oberen Zone sind nach HEIM normal eingeschaltet in die oberen Leistmergel, müßten also als Maestrichtien bezeichnet werden.

RICHTER jedoch zeigte, daß die Nummulitenkalke, die oft vererzt sind, sehr an die ebenfalls oft vererzten Nummulitenkalke von sicher mitteleozänem Alter des Allgäu und Vorarlberg erinnern. Die gleichen Gesteine treten wieder auf am klassischen Kressenberg, dessen eozänes Alter noch nie bezweifelt wurde. RICHTER vermutet, wie mir scheint mit Recht, daß ein Teil der kretazischen Leistmergel einfach eozäne Stadschiefer seien.

HEIM verlangt obersenones Alter. Er wird aber hierin auch von ROLLIER verlassen, der gestützt auf die Anwesenheit von Assilina exponens die Nummulitenkalke der obern Zone ins Eozän setzt.

Die untere Zone in den Leistmergeln besteht aus kalkigen Grünsanden und soll nach ARNOLD HEIM Campanien sein. Folgende Spezies wurden darin gefunden (Zone IIa):

Assilina exponens SOW.
Nummulina gallensis HEIM
Discocyclina discus KAUFM.

Die Nummulitengesteine treten meist in Linsenform auf.

Nach RICHTER ist es fraglich, ob wirklich die als Leistmergel bezeichneten Schichten N und NE des Fähnerngipfels in denen sich die Nummulitenkalke befinden solche sind. Es könnten auch tertiäre Mergel sein. Ferner fand er im Brülisauerbach, „daß die Nummulitengesteine aufs engste mit schwärzlichen oder bräunlichen, sehr dünnschiefrigen Schiefern verknüpft sind. Diese sehen auch nicht im ge-

ringsten nach Leistmergeln aus, außerdem enthalten sie auf den Schieferflächen reichlichen Glimmer, der den Leistmergeln immer fehlt. Die dunklen Schiefer führen Foraminiferen, schon mit bloßem Auge fiel mir eine große Nodosaria auf."

HEIM's Leistmergel im Aulenbach bezeichnet RICHTER als „Stadschiefer mit eingelagerten Grünsandbänken."

Damit scheint das kretazische Alter der Nummulitengesteine in Zone IIa ebenfalls sehr fraglich. Da übrigens nach HEIM *Assilina exponens* darin vorkommt, müßte auch ROLLIER, der als erster kretazisches Alter postulierte, diese Gesteine ins Tertiär nehmen, da er *A. exponens* für ein eozänes Leitfossil hält.

ROLLIER's Fossilliste aus Zone IIa umfaßt vorwiegend Zweischaler. Es sind überwiegend kretazische Formen. Hingegen kommen auch solche aus dem sicher eozänen Grünsandstein des Kressenbergs darin vor. Nach RICHTER ist es „demnach unmöglich, hieraus eine eindeutige Horizontbestimmung zu gewinnen."

Ich möchte nicht so weit gehen und die Anwesenheit kretazischer Schichten nicht überhaupt bestreiten, obschon der senone Leitwert der als Ostrea vesicularis bezeichneten Formen nicht ganz überzeugt, da dieselben ihres schlechten Erhaltungszustandes wegen auch schon als tertiäre Formen bestimmt wurden.

Wie RICHTER selbst schreibt, ist im Profil des Brülisauerbaches „eine starke Verschuppung der ganzen Zone" festzustellen. Diese Tatsache allein genügt, um die HEIM-ROLLIER'sche Hypothese einer neuen Eozängrenze als zu wenig begründet abzulehnen. Eine detaillierte tektonische Interpretation kann die stratigraphischen Widersprüche beseitigen. Es muß berücksichtigt werden, daß in Mergelschiefern tektonische Schubflächen schwer erkennbar sind. Die Zahl der wirklich vorhandenen tektonischen Kontakte dürfte viel größer sein als die der im Felde beobachteten Rutsch- und Schubflächen. Die Fähnern ist daher der denkbar ungeeignetste Ausgangspunkt für eine Umwälzung der Kreide-Tertiärgrenze, die durch die Arbeiten zahlreicher Forscher in tektonisch zuverlässigeren Gebieten gut begründet erscheint. Ich stehe mit dieser Auffassung nicht allein. Es genügt, auf die Einsprüche von SCHARDT und LUGEON anläßlich eines Vortrages von L. ROLLIER „Über alpine Kreide- und Nummulitenformation" an der fünfunddreißigsten Hauptversammlung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in Zürich hinzuweisen (98, 669).

Nun zur Rengg!

Auch hier müßte die ganze Serie als kretazisch bezeichnet werden, wenn die neue Auffassung der Kreide-Tertiärgrenze an der Fähnern richtig wäre, denn *Nummulina gallensis* HEIM sowohl als auch *Discocyclina discus* RÜTIM. werden von ARNOLD HEIM und L. ROLLIER in die Kreide versetzt. Es ist nun aber sehr bezeichnend, daß sowohl an der Rengg, als auch zwischen Därligen und Leißigen außer der tertiären Nummuliten- und Discocyclinenfauna und den Globotruncanen kein einziges sicher kretazisches Fossil gefunden werden konnte und dies trotz eifrigstem Suchen während vieler Wochen. Auch P. BECK und E. GERBER haben mehrfach vergebens gesucht.

Ebenso steht fest, daß im vorliegenden Gebiet die Lagerung des Ultrahelveticums im allgemeinen ruhig und ungestört ist. Ich glaube nicht fehlzugehen, wenn ich das vollständige Fehlen kretazischer Fossilien auf das Fehlen größerer tektonischer Schuppungen zurückführe. Umgekehrt sind die kretazischen Fossilfunde an der Fähnern durch Schuppung und Aufarbeitung zu erklären. Daß die zwei von GERBER an der Rengg gefundenen Belemniten eingeschwemmt worden sind, ist nicht zu bezweifeln.

Nachtrag.

Anläßlich der Jahresversammlung der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft in St. Gallen (Sept. 1930) besichtigte die Schweizerische geologische Gesellschaft unter der Leitung von Herrn Dr. H. EUGSTER das Fähnerngebiet. Ohne den detaillierten Untersuchungen von Herrn Dr. EUGSTER, der die Fähnern im Auftrag der Schweizerischen geologischen Kommission revidiert, vorgreifen zu wollen, sei schon hier mitgeteilt, daß diese Exkursion eine Bestätigung der von RICHTER gemachten und von mir nachgeprüften Einwände gegen die HEIM-ROLLIER'sche Interpretation des Fähnerngebietes brachte. Mehrere durch Herrn Dr. H. EUGSTER vermittelst Sprengungen geschaffene Aufschlüsse zeigten eine prächtige Transgression von Assilinengrünsand auf Seewerkalk und mehrfache Schuppung des Seewerkalks samt dem Grünsand mit musterhaft schönen tektonischen Kontakten usw. Jedenfalls waren die Exkursionsteilnehmer einmütig der Ansicht, daß von Großformen kretazischer Nummuliten, Assilinen und Discocyclinen keine Rede mehr sein könne.

Schlierensandstein.

Petrographische Beschreibungen des Schlierensandsteins sind schon bessere geliefert worden, als ich sie infolge der geringen Verbreitung dieses Gesteins in meinem Gebiet geben könnte. Es seien daher nur einige regionale Eigentümlichkeiten erwähnt.

Wie im Schlierengebiet ist die Grenze zum übrigen Ultrahelveticum ein allmählicher, stratigraphischer Übergang, was allerdings im Untersuchungsgebiet nur an einer einzigen Stelle, im Unterlauf des Kreuzbaches, beobachtet werden kann.

Im wesentlichen besteht der Schlierensandstein hier aus einer Wechsellagerung von bald grobkörnigem, bald mittel- bis feinkörnigem Sandstein mit Mergelzwischenlagen vom Aussehen typischer, schwarzer Wildflyschmergel. Während die Sandsteinbänke bis 60 cm Mächtigkeit erreichen, beträgt diejenige der Mergelzwischenlagen nur wenige Zentimeter. Größere Mergelkomplexe wurden von mir nicht gefunden.

Fast jede einzelne Sandsteinbank ist an ihrer untern Fläche grobkörnig ausgebildet, wird dann auf einer Strecke von wenigen Dezimetern immer feinkörniger und führt nach oben in eine Mergellage über, worauf der kleine Zyklus von neuem beginnt.

Mineral- und Fossilführung sind im Prinzip dieselben wie in bereits beschriebenen Wildflyschsandsteinen und Brekzien. Außer winzigen Fischzähnen findet man darin oft ganz kleine, unbestimmbare Nummuliten.

Die Übereinstimmung mit gewissen Varietäten des Gurnigelsandsteins ist verblüffend. Oft unterscheiden sich die beiden Gesteine nur dadurch, daß im Schlierensandstein des Kreuzbachs die roten Feldspäte weniger zahlreich sind.

Die tektonische Stellung über dem Flysch mit Lutétienalter und die analoge petrographische Ausbildung wie im Gebiete MOLLET's (111, 41) und TERCIER's (139, 49) weisen auf oberes Lutétien bis Auversienalter hin.

Die vertikale Schichtstellung im Schlierensandstein des Kreuzbach erlaubt ein Messen des Streichens zu N 30—40 ^{0} E. Der Schlierensandstein verläuft also ziemlich genau parallel zum Streichen des Därligen-Leißigengrates. Wir gehen mit BECK durchaus einig, wenn er die Flyschgesteine zwischen Därligen und Leißigen mit den ultrahelvetischen Resten der Leimern und mit dem Schlierengebiet in Verbindung bringt (143, 297), können aber seiner Ansicht, wonach die Flysch-

gesteine „ganz allgemein eine Streichrichtung aufweisen, die vom Alpenstreichen abweicht und stark gegen N, zum Teil sogar gegen NW gerichtet ist" nicht beistimmen.

Wie die helvetischen Falten des Untersuchungsgebietes weicht allerdings auch der Flysch vom mittleren Alpenstreichen ca. 20° nach N ab. Aber helvetische und ultrahelvetische Elemente streichen parallel und N—S oder sogar NW—SE-Streichen sind höchstens Erscheinungen belangloser Lokaltektonik.

Infolge seiner guten Schichtung und übermittleren Härte wird der Schlierensandstein im Kreuzbach und W Leißigen in mehreren Steinbrüchen zu Pflastersteinen verarbeitet.

Allgemeiner Charakter der Flyschsedimentation.

Es ist unmöglich, eine genaue zahlenmäßige Angabe der Gesamtmächtigkeit des Ultrahelveticums zu geben, da weder die Basis, noch der obere Abschluß bekannt sind. Unter Einbeziehung des Schlierensandsteins mag die Mächtigkeit ca. 1800 m erreichen.

TERCIER (139, 65) schätzt den Externflysch der Berra auf 2500 bis 3000 m.

Im Großen und Ganzen handelt es sich nach der Bezeichnungsweise von P. ARBENZ um orogene Sedimentation, um Geosynklinalfazies, bezw. Vortiefenfazies.

Auf die ausschließlich organogen-chemische Sedimentation der fraglichen Oberkreide folgten vorerst vereinzelte terrigene Einschwemmungen in Form schwarzer Mergelschiefer und feiner Sandeinstreuungen. Die Fazies blieb aber noch lange Zeit im Tertiär organogen-chemisch, vermergelte aber langsam. Gleichzeitig nahm die klastische Komponente zu und die Exoten, die in den Mergelkalken selten sind, wurden häufiger. Dann ging die Sedimentation über in eine Wechsellagerung zwischen Mergeln, Sandsteinen und Brekzien, nahm rasch immer detritischeren Charakter an und bezeichnet in der typischen Wildflyschfazies die kräftigste orogenetische Phase.

Der Schlierensandstein, der über dem Wildflysch folgt, zeigt viel gleichförmigere, mehr hohgantsandsteinähnliche Lagerung. Die Orogenese ruhte vorübergehend und eine mehr oder weniger gleichmäßige Vorlandgrabensedimentation setzte ein, wie sie u. a. die Molasse in nicht allzu alpennahen Gebieten charakterisiert.

Tiefenverhältnisse der Flyschsedimentation.

Der eigentliche Wildflysch stellt eine außerordentlich reichhaltige Sedimentation dar, die sich nicht leicht erklären läßt. Das wilde Durcheinander von Mergelschiefern, Globigerinenkalken, Brekzien, Sandsteinen und Exoten verlangt die Annahme einer unregelmäßig verlaufenden Steilküste, die rasch in bathyale Tiefen abfiel, wie dies neuerdings TERCIER (139, 65) für den Berraflysch annimmt. Ferner erklärt sich das Nebeneinandervorkommen grober Brekzien in Mergelschiefern von bathyalem Aussehen z. T. durch Wildbäche, die gelegentlich gröberes Material herführen, z. T. durch subaquatische Rutschungen im Sinne ARNOLD HEIM's.

Daß übrigens die große Masse der Mergel- und Kalkschiefer bathyaler Entstehung sei, halte ich für unwahrscheinlich. Dafür sind die Sandeinstreuungen zu häufig und die vorhandenen Exoten zu wenig gerundet.

Sehr wahrscheinlich wurden die ultrahelvetischen Mergelschiefer, Kalke, Sandsteine und Brekzien in geringer Meerestiefe oder sogar ganz küstennah abgelagert. Jedenfalls erfolgte die Sedimentation vorwiegend über der 200 m Linie. Das Vorwiegen der Mergelfazies wird vielleicht durch Riffe bedingt, die den gröbsten Detritus abfiengen, oder dadurch, daß zeitweise überhaupt fast nur Schlamm eingeschwemmt wurde. Subaquatische Rutschungen scheinen zudem in den ruhigen Kalkschiefern, im Gegensatz zum typischen Wildflysch, zu fehlen.

Auch für den Schlierensandstein ist geringe Ablagerungstiefe anzunehmen, enthält er doch häufig grobe Sandsteine und Brekzien mit ganz schwach gerundeten Komponenten.

Sedimentpetrographisches.

Nachfolgend mögen eine systematische Zusammenstellung der Analysen und einige Bemerkungen über schwere Mineralien folgen.

.	Gestein	Karbonate	Sand	Ton
173	Drusbergmergel	65,1 %	12,6 %	22,3 %
215	Drusbergmergel	65,3	12,1	22,3
78	Schrattenkalk	99,3	0,7 %	
216	Schrattenkalk	99,6	0,4	

Nr.	Gestein	Karbonate	Sand	Ton
58	Glaukonitschiefer (Auversien)	25,4	18,5	56,1
5	Stadschiefer	57,8	12,7	29,5
47	Stadschiefer	45,1	18,5	36,4
18	Lithothamnienkalk (Priabon)	96,4	2,9	0,7
4	Leimernschiefer	44,3	22,0	33,7
30	Wildflyschmergel	48,0	20,5	31,5
49	Wildflyschmergel	43,7	21,3	35,0

Von jeder geschlämmten Probe wurde Fraktion III mit Bromoform behandelt und so die schweren Mineralien davon abgetrennt. Die anschließende mikroskopische Untersuchung derselben ergab folgendes:

In sämtlichen Proben war die Kombination Zirkon-Rutil stark überwiegend. Dazu treten Turmalin, Anatas, Leukoxen, Ilmenit, Pyrit und Limonit. Zirkon ist sehr häufig. Dann folgt Rutil, der ebenfalls häufig vorhanden ist. Turmalin erscheint ziemlich selten, Anatas sogar sehr selten. Leukoxen findet man vorwiegend in den tertiären Proben. Auf Pyrit und Limonit, die häufig auftreten, wurde schon im stratigraphischen Teile hingewiesen.

Dieser Befund stimmt ziemlich gut überein mit demjenigen von SCHNEEBERGER (134) für die Randkette N des Thunersees.

Wie FLEET, MILNER (160/169/174), BOSWELL und andere Forscher zeigten, lassen sich aus der Zusammensetzung der schweren Mineralien Schlüsse ziehen über Beschaffenheit und Herkunft des Einschwemmungsmaterials. Das vorwiegende Auftreten von Zirkon, Rutil und Turmalin zeigt, daß das Ausgangsmaterial der helvetischen und ultrahelvetischen Gesteine sedimentärer Natur war, daß sich demnach die Wildhorn- und Habkerndecke wenigstens vorwiegend aus Material an ternärer Lagerstätte zusammensetzen. In Übereinstimmung damit steht die Kleinheit der schweren Mineralien und ihre starke Abrollung. Würde das Ausgangsmaterial von primärer Lagerstätte (Granite usw.) stammen, so würde im wesentlichen unter den schweren Mineralien die Kombination Chlorit, Leukoxen und Apatit vorwiegen, während Zirkon zum Beispiel stark zurücktreten müßte.

Es hat sich auch bei meinen Untersuchungen erneut gezeigt, daß die Analyse auf schwere Mineralien in einem Gebiet mit natürlicher Stufengliederung wohl einige Schlüsse allgemeiner Natur zuläßt, daß sie aber zur Lösung stratigraphischer Probleme weniger geeignet erscheint. So ist es mir z. B. nicht gelungen, charakteristische Unterschiede in der schweren Mineralassoziation der verschiedenen Kreide-

und Tertiärstufen herauszufinden. Die Unterschiede sind ausschließlich quantitativer Art. Auch zwischen helvetischem und ultrahelvetischem Tertiär konnten keine typischen Unterschiede gefunden werden. Die Mineralführung der Stadschiefer deckt sich ziemlich genau mit derjenigen der Wildflyschmergel.

Obschon der Wert und die praktische Brauchbarkeit sedimentpetrographischer Untersuchungen heute nicht mehr bezweifelt werden kann, so gilt doch summarisch für die helvetischen Gesteine meines Gebietes etwa folgendes:

Die vorhandenen Mineralassoziationen und die qualitativen Differenzen zwischen den einzelnen Stufen sind zu wenig deutlich, als daß sich damit eine stratigraphische Charakterisierung der einzelnen Stufen erreichen ließe.

Für das petrographisch eintönige Ultrahelveticum besteht eine größere Wahrscheinlichkeit, durch sedimentpetrographische Untersuchungen charakteristische Horizonte zu finden, mit deren Hilfe eine nähere Unterteilung möglich wäre. Es würde dies jedoch eine Analysenzahl erfordern, die über den Umfang der vorliegenden Arbeit hinausginge.

C. Tektonik.

Einleitung.

Man kann in der Wildhorndecke des Untersuchungsgebietes zwei Regionen unterscheiden, die durch wesentlich verschiedenes tektonisches Verhalten charakterisiert sind.

In der südlich gelegenen Dreispitzgruppe herrscht der Stil großzügigen Faltenbaus, mit weitausholenden, nach N überkippten Antiklinalen mit Kernen von Malm und Dogger.

Die nördlich vorgelagerte Wetterlatte weist zwar noch ein spitzes, aber nur aufrecht stehendes Gewölbe auf, in welchem Brüche bereits stärker auffallen als die Faltung.

Der Nordrand des helvetischen Deckengebirges hingegen stellt eine nur wenig verbogene Schichtenplatte dar, in welcher Antiklinal-Umbiegungen fehlen, die aber durch zahlreiche Brüche, namentlich in der Standfluhgruppe, in Schollen zerlegt wurde.

Es muß aber betont werden, daß auch dem Süden Brüche nicht fehlen. Dem ganzen Untersuchungsgebiet sind durchgehende Strek-

kungsbrüche und Bruchflächen mit beträchtlichen Verstellungsausmaßen eigen.

Die tektonischen Verschiedenheiten zwischen N und S sind einesteils bedingt durch Faziesdifferenzen, andernteils durch verschiedene Überlagerung sowie verschiedene innere und äußere Bewegungswiderstände.

Zusammenfassende tektonische Beschreibungen des Untersuchungsgebietes gaben bereits MOESCH (27) und GERBER (47/83). Einzelheiten über die Standfluhgruppe finden sich namentlich in der letztgenannten Arbeit von GERBER (83). Zahlreiche Brüche werden dort in Karte und Profilen dargestellt. Ihre Stellung im Raume dagegen ist oft nicht richtig wiedergegeben.

ARNOLD HEIM gab dazu in der „Geologie der Schweiz" (112, 439) einige Berichtigungen, indem er u. a. auf die Verwechslung von Schichtung und Klüftung an der Wetterlatte aufmerksam machte, die GERBER unterlaufen war.

Auf die unveröffentlichte Originalkarte in 1:25 000 von H. ALTHAUS wurde bereits in der Einleitung aufmerksam gemacht.

Zur Orientierung über den NE-Teil des Gebietes vom Thunersee bis zum Abbruch des helvetischen Deckengebirges (Morgenberghorn, Därligen-Leißigengrat) muß schon auf MOESCH (27) und zum Teil auf DOUVILLÉ (37) zurückgegriffen werden, da der jüngste Bearbeiter, HELGERS (45), diesen Teil des Untersuchungsgebietes nach eigener Aussage nur kurz streifte.

Meine Profile schließen im Ostteil des Gebietes an diejenigen von GOLDSCHMID an und wurden im S nach seinen Profilen auf einige hundert Meter ergänzt, um den Zusammenhang zu verdeutlichen.

Die Nummerierung der tektonischen Elemente erfolgt in Anlehnung an ADRIAN (96). Die Beschreibung beginnt im SW, um von da nach E und N vorzuschreiten. Demnach ergibt sich folgende tektonische Einteilung:

I. Wildhorndecke:

a) *Südregion:* 6. Dreispitzantiklinale.
6./5. Dreispitzsynklinale.
5. Hutmaadantiklinale.

b) *Nordregion:* 5./4. Rengg-Brunnialpeinsenkung.
4. Wetterlatte-Buchholzkopfantiklinale.
4./3. Wetterlattesynklinale.

3. Standfluh-Hochgalmgewölbe.
3./1. NW-Abdachung der Standfluhgruppe.

II. Unterlage der Wildhorndecke:
Passiv verschürfte Teile der Diableretsdecke und eingewickeltes Ultrahelveticum.

III. Ultrahelveticum im Hangenden der Wildhorndecke.

I. Wildhorndecke.

a) Südregion.

Die Dreispitzfalte.

(Antiklinale Nr. 6 und Synklinale Nr. 6/5.)

Der Gewölbeschenkel von Antiklinale Nr. 6 wurde hier wie auch in den Nachbargebieten vollständig abgetragen.

Der Schrattenkalk des Verkehrtschenkels macht sich von weitem als helle Wand bemerkbar und bildet die tektonische Leitlinie der Dreispitzkette. Er baut den Gipfel des Höchst auf, fällt mit ca. 60° nach SE bergeinwärts und streicht von hier an gegen E mit N 25—30° E in den Nordhang der Kette, ohne jemals wieder in die Gipfelregion hinaufzureichen. NW unter dem Dreispitzgipfel führt er eine sanfte Schwenkung nach E aus, setzt aber von P. 2100 an, W der First, wieder im erwähnten Streichen fort bis P. 2104. Hier und weiterhin bis P. 2105 bleibt das SE-Fallen mit ca. 60° erhalten. Am Abhang gegen das Suldtal wird es nun aber nach unten rasch steiler und geht sogar aus der Überkippung in steiles, normales NW-Fallen über (Profil 4), das bis zum Grunde des Suldtales anhält. Dieses Verhalten ist um so auffälliger, als auf der andern Talseite der gleiche Verkehrtschenkel wieder nach N überliegt und mit verhältnismäßig flachem SE-Fallen den Unterbau des Morgenberghorns bildet.

Das weithin sichtbare Schrattenkalkband ist aber sowohl durch mehrere flache Streckungsbrüche als auch durch zahlreiche Querbrüchlein zerstückelt. Während aber die Querbrüche für den tektonischen Aufbau im Großen belanglos sind und nur die Skulptur von Vorsprüngen, Erkern und Kaminen bedingen, bedürfen die Längszerrungen einer nähern Beschreibung.

Es sind im allgemeinen flache Längsbrüche mit schief zum Streichen der Schichten gerichteter Bewegung, also beträchtlicher Längskomponente.

N P. 2104 zieht ein erster und zugleich der größte Streckungsbruch durch. Seine Bruchfläche streicht im Mittel N 130 E und fällt mit ca. 25° nach SW ein. Der NE-Flügel wird an diesem, in schwachem Bogen von den Stadschiefern bis in die Drusbergschichten verlaufenden Bruche, um die Mächtigkeit des Schrattenkalkes gehoben und bleibt gleichzeitig um ca. 15 m E zurück. Hierauf zieht der Schrattenkalk nach P. 2105, wo ein zweiter Streckungsbruch durchsetzt. Hier bleibt der Zusammenhang der überlagernden Schichten gewahrt. Lutétien, obere und mittlere Kreide biegen leicht reduziert im Streichen ab, um hierauf das Littlihorn zu erreichen. Der Schrattenkalk dagegen war zu steif, um die damit verbundene Reduktion der Mächtigkeit mitmachen zu können. Sein NE-Flügel blieb ca. 10 m im E zurück, ohne daß dabei eine Vertikalverstellung erfolgt wäre. Am Littlihorn selber sind drei weitere Längsbrüche zu beobachten, an denen aber überhaupt keine Verstellungen meßbar sind.

Alle diese Bruchflächen laufen einander nahezu parallel, bewirken gleichsinnige Verschiebungen und streben ausnahmslos nach Längengewinn. Ihr Verlauf außerhalb des Schrattenkalkes ist schwer erkennbar, weil die Brüche in den plastischen Drusbergschichten rasch ausklingen. Besonders eine ca. 30 m mächtige Mergelschicht direkt über dem Schrattenkalk wirkte als Ausgleichszone. Das Streichen der Bruchflächen beträgt im Mittel N 130° E, das Fallen 25° SW.

Der Südhang der Dreispitzkette besteht aus Valangienmergeln, Valangienkalken, mächtigen Hauterivienkieselkalk und Drusbergschichten. Ganz wider Erwarten ist hier von all den Störungen, die auf der Nordseite im Verkehrtschenkel der Antiklinale 6 kraß hervortreten, nichts zu sehen. Im Gegenteil, der Bau des Gebirges ist verblüffend einfach und ungestört. Je tiefer man — tektonisch und geographisch gesprochen — steigt, desto flacher fallen die Schichten überkippt nach S ein, am flachsten die Diphyoidesgruppe und der untere Valangienkieselkalk (40—50°). Im Gegensatz zum Schrattenkalk macht sich von W nach E eine steilere Aufrichtung der Schichten in den tieferen Horizonten nicht bemerkbar. (Vergl. Profil 4 und 5.)

Am Kamm Dreispitz-Lattreienfirst jedoch herrscht vertikale Stellung und die Schichten setzen an zur total abgetragenen Stirnumbiegung der Dreispitzantiklinale.

An tektonischen Störungen ist am S-Hang des Dreispitz nur eine nach S gerichtete synklinale Einfaltung der Diphyoides-

gruppe in den untern Valangienkieselkalk N Eggschafalp zu erwähnen. Sie ist durch einen schwach südfallenden Bruch, an dem das Hangende nach N vorgeschoben ist, gestört. Ob es sich um eine sekundäre Verfaltung handelt, oder ob das nordfallende Liegende schon die Synklinalumbiegung 6/5 darstellt, ist unentscheidbar. Hingegen steht fest, daß der untere Valangienkieselkalk in den Bachrunsen zwischen Eggmatte und Eggmittelberg über vertikale Schichtstellung in ca 60° NW-Fallen übergeht und zur Dreispitzsynklinale umbiegt.

Oft sind hier die Valangienmergel an schwach S-fallenden Längsbrüchen um kaum nennenswerte Beträge unter den untern Valangienkieselkalk geschoben.

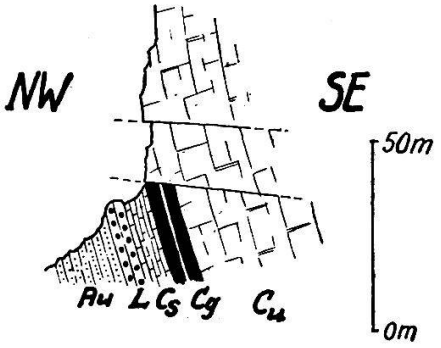
Der Bau der Tertiärmulde (Synklinale 6/5), die vom Höchst bis zum Obersuldberg gut aufgeschlossen durchzieht, ist einfach und zeigt nur im W einige Verwicklungen. Im allgemeinen fallen im Südschenkel der Mulde die Hohgantschiefer, wie auch das Lutétien und die obere Kreide nach SE ein, biegen dann nach unten um und treten weiter unten mit flachem NW-Fallen wieder aus dem Hang heraus. Die Synklinale erreicht folglich nur eine geringe Tiefe. An ihrem NW-Rand ist sie durch einen durchgehenden Längsbruch begrenzt, an dem die Hutmaadantiklinale vorgeschoben worden ist.

Die Muldenumbiegung erscheint an einer einzigen Stelle gut aufgeschlossen, E P. 2200 der Höchstfluh, und stellt eine liegende, gequetschte Spitzmulde dar. Der Kern wird aus einer verkehrten Schichtreihe von Gault, Seewerkalk, Senonmergeln und Lutétien gebildet und aus einer normalen, in welcher der Gault primär fehlt. Die Hohgant- und Stadschiefer gelangen dort nicht in den Muldenkern. Trotz der starken Verquetschung der Mulde lassen sich einige interessante Beobachtungen anstellen.

Einmal ist im tektonisch tiefsten Punkt der Umbiegung der Gault der Verkehrtserie durch einen vertikalen, wahrscheinlich voreozänen Bruch von ganz geringer Sprunghöhe abgeschnitten. Ferner wurden mehrere dünne Schuppen von Seewerkalk, Senonmergeln und Lutétien in den Kern hineingerissen, sowie Lutétienblöcke in die Senonmergel gepreßt und vollständig umhüllt. Die Schuppenbildung wurde durch einige Brüche verursacht, die schwach nach SE einfallen und in Richtung der Muldenaxe streichen. Derselbe Vorgang dürfte zu folgender Komplikation geführt haben:

In der Nähe des Fußweges vom Renggrat zum Dreispitzgipfel beobachtet man zwei Systeme von kleinen Längsbrüchen, deren

Bewegungssinn einander widerspricht. Einerseits ist unter dem durch Querbrüche im Schrattenkalk entstandenen Einschnitt, der für den Fußpfad einen bequemen Durchgang bildet, das Lutétien verdoppelt, und stellenweise sogar verdreifacht. Immer ist dabei der untere, nördlichere Komplex an einem schwach südfallenden Bruche vorgeschoben. Auch die mittlere und obere Kreide wird durch dieselbe Erscheinung gedoppelt. Die Sprungweiten betragen immer nur wenige Meter. Andererseits aber tritt gerade von hier an gegen W die entgegengesetzte Erscheinung auf, indem der Schrattenkalk, ebenfalls an kleinen Längsbrüchen, wenige Meter vorgeschoben ist, so daß der Gault, der hier nirgends fehlt, auf weite Strecken zugedeckt wird (Fig. 10).



Schenkelbrüche am Höchst

Fig. 10.

Die nächsten Aufschlüsse, die über den Bau der Synklinale 6/5 Anhaltspunkte gewähren können, befinden sich im Suldtal. Besonders interessante Verhältnisse, die noch nie beschrieben wurden, zeigt das Bett des Schreiendbaches. (Prof. 3.)

Der Baustil hat sich gegenüber demjenigen am Höchst stark geändert. Die gequetschte kleine Spitzmulde ist zu einer sich flach ausbreitenden, größern Synklinale geworden, deren Normalschenkel stark gestreckt, ausgedünnt und zu zwei sekundären Gewölben und zwei entsprechenden Mulden gestaut worden ist.

Das südliche Gewölbe (Profil 3) wird vom Schreiendbach bis auf den Schrattenkalk, das nördliche bis auf den Seewerkalk angeschnitten. Die Muldenbiegungen liegen schätzungsweise 6, bezw. 20 m unter dem Bachbett. Der Kontakt des nördlichen Seewerkalkgewölbchens mit der Scherfläche wird durch ein von unten heraufgerissenes Schicht-

paket aus Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk verdeckt. Die Mächtigkeiten variieren stark. Der Gault z. B. kann auf 1 m ausgequetscht sein.

Zusammenfassend handelt es sich demnach um Bruchschleppung und sekundäre Verfaltung des ausgedünnten Normalschenkels.

Diese verhältnismäßig kleinen Störungen erscheinen jedoch von untergeordneter Bedeutung gegenüber den Brüchen des Höchst, die im Folgenden kurz skizziert seien.

Diese Brüche treten sowohl im Normal- wie auch im Verkehrtschenkel der Synklinale 6/5 auf. Sie zerlegen den Schrattenkalk in Sektoren und Prismen. Z. T. setzen sie durch bis in die Malmunterlage bei Vordertscheggern im Spiggengrund, z. T. aber klingen sie in den Drusbergschichten aus.

Es handelt sich um ein wohlgeordnetes System von ca. 60—80 ^{0} ENE-fallenden Brüchen, das schon 250 m südwestlich des Dreispitzgipfels mit einer N 155 ^{0} E streichenden Verwerfung beginnt. In 120 m Entfernung folgt ein weiterer, parallel laufender Bruch. Bei beiden ist der Ostflügel um 20—30 m nach Norden vorgerückt. Die Verstellungsbeträge sind nur an der Grenze Barrémien-Schrattenkalk festzustellen. Gegen den Gault zu sind sie bedeutend kleiner. Es scheint, daß an der Grenze gegen das Barrémien viel leichter größere Verstellungen möglich waren, wahrscheinlich infolge der großen Plastizität und des geringen Widerstandes der Drusbergschichten.

Zwischen der liegenden Muldenbiegung und P. 2104 am Höchst treten vier Längsbrüche mit beträchtlicher Sprunghöhe auf. Der östlichste ist vom Knie der Synklinale 6/5 bis E der Alp Egg Urschelibergli aufgeschlossen. Er hat eine geringe Vertikalkomponente, bewirkt aber an der obern Grenze der Drusbergschichten eine Verstellung des Hangenden um rund 100 m nach NW.

Der nächste zieht hinunter bis Hagenweiden, wo er unter Alpweide verschwindet.

Die beiden westlicheren setzen durch bis in die Malmwand W der Tscheggernhütte. Zwischen den Hauptbrüchen schalten sich zahlreiche kleinere ein, die aber nur in den kalkigen Niveaux zu erkennen sind.

Synklinale 6/5 hat ein mittleres NE-Axialgefälle von 11 ^{0}, denn die Muldenbiegung im Schrattenkalk liegt am Höchst in 2200 m Höhe und auf der rechten Seite des Suldtals 1450 m hoch, was auf eine Entfernung von 3,5 km den angegebenen Wert liefert. GOLDSCHMID (137, 247) berechnete für den Därligen-Leißigengrat 8 ^{0} NE

Axenfallen. Am Ärmighorn befindet sich nach ADRIAN (96, 321) die Muldenbiegung im Schrattenkalk in 2000 m Höhe, in der Gollitschenmulde nur noch auf 1300 m, was ein entgegengesetztes, westliches Axialgefälle von 10° ergibt. Die Axe der Falte 6 bezw. 6/5 kulminiert demnach am Höchst, bezw. über dem Kiental. Auch die Malmunterlage zwischen Tscheggern und Goldernhorn hat nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. GÜNZLER-SEIFFERT bereits westliches Axialgefälle.

Wie längst bekannt, setzt die Dreispitzfalte nach W hin im Ärmighorn, nach E zu im Morgenberghorn fort.

Die Hutmaadantiklinale.

(Antiklinale 5.)

Dieses tektonische Element ist, wie bereits GERBER (75, 146) sah, der untere, an einer Scherfläche vorgeschobene Teil der Dreispitzgruppe. Es besteht aus derselben Schichtreihe von Valangienmergeln bis Stadschiefern wie Antiklinale 6.

1. **Höchstfluh:** Im W ist der Zusammenhang mit Synklinale 6/5 sehr eng, da der Normalschenkel von 6/5 ohne Mächtigkeitsreduktion, einzig durch zahlreiche, schon beschriebene Brüche verstellt, direkt in die Hutmaadantiklinale übergeht, deren Stirn die stattliche, bis auf den Schrattenkalk entblößte Höchstfluh bildet, eine schwach nach NW gewölbte, N 35° E streichende Wand von 500 m Höhe. An ihrem saiger stehenden Fuß stellen sich Gault, Lutétien, Auversien in Nordfazies und Stadschiefer ein, bleiben jedoch auf weite Strecken durch Gehängeschutt bedeckt. Der Schrattenkalk zieht mit dem Verkehrtschenkel gegen den Eingang des Spiggengrundes, wo er in wagrechte Stellung umbiegt, über den Pochtenbach setzt und rasch auskeilt. E oberhalb „Im Boden" wird dabei durch einen Bruch der Südflügel ca. 25 m nach W vorgeschoben.

2. **Kern der Falte im Spiggengrund:** Im Spiggengrund wird der Schrattenkalk nur durch einige Meter weißen, eozänen Quarzitsandstein unterlagert; einem Gestein, das auch an der Wetterlatte auftritt. Mittlere und obere Kreide und das Lutétien fehlen primär. Der Rest des Tertiärs scheint abgeschürft worden zu sein, denn zwischen dem hellen Auversienquarzit und der Taveyannazunterlage befinden sich Linsen von dunklen Kieselkalken und Quarziten, die größtenteils der untern Kreide (Hauterivien, Valangien) angehören, z. T. aber auch eozän sein können. Da die Dislokationsmetamorphose den letzten Rest eines Fos-

sils unkenntlich gemacht hat, bleibt die Altersfrage dieses Trümmerhorizontes offen.

Bevor wir den weitern Verlauf der Hutmaadantiklinale nach E verfolgen, sei auf den äußerst komplizierten Bau des Antiklinalkernes bei Vorder-Tscheggern aufmerksam gemacht. Dieser Kern des Kreidegewölbes (Valangien) ist abgeknickt, teilweise überfahren und geschuppt. Eine Antiklinalkernumbiegung existiert daher nicht (Fig. 2).

Das NW-fallende Valangien des Gewölbeschenkels im Spiggengrund wurde, wie auch der zugehörige Schrattenkalk, ziemlich stark ausgedünnt. Statt daß nun bei der Faltung im Antiklinalkern eine Umbiegung entstanden wäre, brach darin ein ca. 250 m langes Stück aus Diphyoideskalk und unterem Valangienkieselkalk ab, wurde etwa zur Hälfte überfahren, mit der Spitze in den hangenden Kieselkalk gestoßen und gleichzeitig in die unterliegenden Valangienmergel gepreßt. Dabei legte sich der abgebrochene Keil quer zur Abbruchstelle. Er wurde nicht nur verbogen, sondern an seiner Spitze rissen bei der Vorwärtsbewegung mehrere Schuppen ab, die heute als Blöcke und Linsen in den Valangienmergeln stecken. Die Mehrzahl der Linsen besteht aus Diphyoideskalk, welcher um die aus dem widerstandsfähigeren untern Valangienkieselkalk bestehende Stirn des abgebrochenen Keiles herumgerissen und eingewickelt wurde. Die größte Schuppe mißt 30 m Länge und ist 6 m mächtig.

Die Abbruchstelle des jetzt quergestellten Keiles wird durch eine meterdicke Ruschelzone gekennzeichnet. Der Keil selber und seine nähere Umgebung weisen eine Unmenge kleiner, vertikaler Brüche auf. Die ganze Störung klingt in der schiefrigen Basis des Hauterivienkieselkalkes aus und es bleibt fraglich, ob ein Zusammenhang mit der Verwerfung W oberhalb „Im Boden" besteht. Natürlich sind die Gesteine der Antiklinalkernknickung und ihrer nähern Umgebung dislokationsmetamorph, ganz besonders die eingewickelten Diphyoideskalkschuppen in den Valangienmergeln, die bis zu 50 % aus Kalzit bestehen.

Fortsetzung gegen NE (Höchst-Suldtal), Brüche. Gegen NE zu taucht der Schrattenkalk der Höchstfluh unter seine mächtige Hohgantschieferhülle und kommt erst wieder bei P. 1947 und nordwestlich davon auf eine Strecke von 570 m zum Vorschein, wo die Erosion stärker gearbeitet hat. Dieses Fenster unter P. 1947 liegt im allgemeinen Axenstreichen. Es zeigt sehr schön den Bau der Hutmaad-

antiklinale. Deutlich hat hier, wie übrigens auch schon an der Höchstfluh, die Antiklinalstirn die Tendenz, nach NW vorzurücken. Der Gewölbeschenkel ist durch mehrere Brüche vorwärts, also nach NW, der Verkehrtschenkel rückwärts, d. h. nach SE gestaffelt. Diese räumliche Anordnung der Falte zielt jedenfalls nach Raumgewinn und ermöglicht ein weiteres Vordringen der Faltenstirn. Es ist im Prinzip dieselbe Erscheinung wie am Morgenberghorn und auch am Harder (101), mit dem Unterschied, daß die Harderfalte einen mehr liegenden Bautypus darstellt. Ihr Bruchsystem fällt 30—35 ^{0} nach W (101, 14), während die Brüche der Hutmaadfalte schwaches SE-Fallen aufweisen.

Der Gewölbeschenkel bei P. 1947 wird durch eine Bruchfläche abgeschnitten, an der die Hutmaadantiklinale gegenüber der überlagernden Dreispitzantiklinale eine Untervorschiebung erlitten hat. Im obern Teil des Fensters grenzt daher stellenweise Schrattenkalk an Hohgantschiefer. Auf größere Entfernung jedoch ist an der schwach SE-wärts fallenden Bruchfläche eine Seewerkalkschuppe von 1—5 m Mächtigkeit geschleppt worden und ausnahmsweise ist sie sogar von wenigen Metern Senonmergeln begleitet, so z. B. direkt unterhalb P. 1947. Gegen W keilt diese Schuppe rasch aus. Ihr Seewerkalk ist druckgeschiefert, stenglig und infolge der tektonischen Beanspruchung auch knolliger und flaseriger als anderswo.

Am Nordwestrand des Fensters stellt ein durchgehender, N 75 E streichender und 53 ^{0} S-fallender Längsbruch den hier mächtigen Gault unter den hangenden Schrattenkalk. Wir befinden uns hier schon im rückwärts gestaffelten, unteren Teil der Stirn (Profil 6), am Übergang zum Verkehrtschenkel. Die Schichten fallen noch 65—70 ^{0} nach NW.

Oberhalb dieses größten Längsbruches beobachtet man eine Unmenge kleinerer, die die Schichten mehr oder weniger senkrecht durchsetzen und die erwähnte Vorwärtsstaffelung des Normalschenkels bewirken. Ihre Verschiebungsbeträge variieren zwischen 0—6 m. Das SE-Fallen der Brüche schwankt zwischen 8—30 ^{0} (Prof. 5).

Unterhalb P. 1957 schließt sich das Fenster fast ganz. In einer Rippe, die mit N 70 E Streichen und 43 ^{0} W-Fallen gegen P. 1957 hinaufzieht, ist die Bedeckung beinahe vollständig. Östlich davon öffnet sich ein zweites Fenster, das aber nur bis auf den Gault aufgeschlossen ist. Seine Kreide verschwindet nach 120 m, im Streichen, wieder unter der mächtigen Auversienschieferhülle.

Voreozäne Brüche: Anläßlich einer gemeinsamen Begehung machte mich Herr Prof. ARBENZ auf folgende interessante Verhältnisse in der obern Kreide der Hutmaadfalte aufmerksam:

An mehreren Stellen, z. B. unterhalb P. 1947 und 300 m westlich P. 1957 stoßen an Brüchen Senonmergel an Seewerkalk ab, sodaß die Senonmergel hier zwischen dem höherstehenden Seewerkalk eingesenkt erscheinen. Über dem ganzen aber liegt ungestörtes Lutétien, d. h. mit andern Worten, die Bruchbildung erfolgte vor der Transgression des Complanatakalks, die Brüche sind voreozän.

In der Festlandsperiode vor der Lutétientransgression trug die Erosion die horstartig gehobenen Senonmergel ab, ließ aber die in Gräben versenkten und dadurch geschützten Mergelstreifen unversehrt. Dadurch entstand eine leichte Transgressionsdiskordanz. Diese jedoch festzustellen, fällt schwer, weil bei der nachfolgenden Faltung die starre Complanatakalkplatte von der Oberkreide abgeschert wurde. Sie preßte dabei sowohl zackige Spieße, als auch vereinzelte Blöcke in die Senonmergel hinein. Dadurch entstand eine Dislokationsdiskordanz, die den stratigraphischen Kontakt verwischte und lokal 20° erreichen kann.

Profil im Suldtal: Am Obersuldberg, an der E-Grenze des Untersuchungsgebietes kommt die ganze Hutmaadantiklinale wieder zum Vorschein. Ihre Schichten setzen über den Suldbach klar hinüber und streichen in die Hutmaadalp.

Die Untervorschiebung der Falte erreicht hier ein Maximum. Hingegen hat sie an Größe stark eingebüßt und erscheint gegenüber ihrer Ausbildung im W weniger voluminös. Dort im W reicht sie vom Höchst 2100 m, bis fast zum Grund des Kientals, ist also über 1000 m dick. Im E zeigt sie jedoch nur noch eine Größe von ca. 500 m vom Obersuldberg, 1550 m, bis zum Pochtenfall, 1200 m. Nach der Schichtlage zu schließen, kann sie unter dem Talboden nicht mehr wesentlich gegen S und unten anschwellen. Die Größenabnahme beträgt demnacht schätzungsweise über 400 m.

Diese Abnahme der Faltenmächtigkeit (nicht der Schichtmächtigkeiten) erklärt sich dadurch, daß das Streichen der Bruchfläche mehr nördlich verläuft als das Streichen der Faltenaxe, so daß die Bruchfläche die Falte von SW nach NE hin überschneidet und damit nach NE zu deren NW-Teil fortwährend verkleinert. Unter diesem Gesichtspunkte können nach P. ARBENZ die sekundären Falten im Bett des Schreiendbaches als zurückgesunkene Teile des Gewölbe-

scheitels und des Normalschenkels der Hutmaadfalte bezeichnet werden.

Das Profil an der Hutmaad ist die direkte Fortsetzung desjenigen am Obersuldberg, auch in Einzelheiten.

Die Schichten stehen im Talgrund senkrecht und weichen nach oben schwach fächerförmig auseinander. Der Schrattenkalk-Gaultschuppe SE der Hutmaadhütte entspricht eine Schrattenkalkschuppe im Einschnitt des Obersuldbergs SW Lauenen.

Bemerkenswert ist einzig das Verschwinden der Obersuldbergkreide nach SW. In einer Bachrunse, die 500 m östlich der Obersuldberghütte beginnt, taucht sie unter Wildflysch. Die Verhältnisse gleichen denen im Schrattenkalk zwischen First und Littlihorn. An mehreren N 120—140 E streichenden und 40—50° SW-fallenden Brüchen ist je der Westflügel um beträchtliche Beträge abgesunken. Die Sprunghöhen lassen sich infolge der senkrechten Schichtstellung nicht einmal abschätzen. Die Horizontalkomponente ist gering. Das zugehörige Tertiär streicht bis östlich der Unter-Obersuldhütten. Dichte Bewaldung erschwert hier die Untersuchung.

Das Streichen am Obersuldberg beträgt, im Schrattenkalk und den Drusbergschichten gemessen, N 50 E. Gestützt auf diesen Mittelwert aus zahlreichen Messungen kann ich die Beobachtung von GOLDSCHMID (137, 251), nur bestätigen, wonach die Hutmaadfalte unter das Morgenberghorn hineinstreicht. Das gemessene Streichen ist nicht ganz identisch mit dem Axenstreichen, denn sonst müßte die Hutmaadfalte in ihrer östlichen Fortsetzung noch südlicher verlaufen, als dies in Wirklichkeit geschieht. Ursache der Verschiedenheit zwischen Lokalstreichen und Axenstreichen ist das Axialgefälle.

Därligen. Die Kreide der Hutmaadfalte ist im N-Fuß der Morgenberghorngruppe nirgends mehr aufgeschlossen. Hingegen stellen, wie TH. STUDER, GERBER, ARBENZ und GOLDSCHMID erkannten, die steil N-fallenden Hohgantschieferplatten am Nordfuß des Därligen-Leißigengrates die Mantelschichten des Hutmaadgewölbes dar. Man findet sie auch im S. B. B.-Tunnel E Därligen als flaches Gewölbe. Dann tauchen sie axial unter die Alluvialebene des Bödeli bei Interlaken. Ob die Hutmaadfalte gegen E ausklingt oder unter den Harder fortstreicht, ist nicht mehr zu beobachten. Es läßt sich nur feststellen, daß sie E Därligen das Bestreben zeigt, sich von der Morgenberghornfalte abzulösen, selbständiger zu werden und sich flacher auszubreiten. Anderseits aber nimmt ihre Größe vom Höchst an gegen E fortwährend ab.

Der früher allgemein angenommene Zusammenhang zwischen Hutmaad und Buchholzkopf kommt einem unbefangenen Beobachter paradox vor, denn gerade in der Runse, die bei der Station Därligen mündet, ist die Auversienschieferhülle der Hutmaadfalte von 800 m an aufwärts an mehreren Stellen prachtvoll aufgeschlossen und fällt mit 70 ^{0} nach NW. Es ist klar, daß sie nicht gleichzeitig den Buchholzkopf aufbauen kann. Ferner liegt zwischen dieser Stelle und dem rund zwei Kilometer nördlich liegenden Buchholzkopf die Fortsetzung der ultrahelvetischen Rengg-Brunnialpmulde. Eine Parallelisation der Hutmaad mit dem Buchholzkopf ist daher ausgeschlossen.

Axialgefälle: Das östliche Axialgefälle der Hutmaadfalte zwischen Brunnialp und Kohlgrubenwald läuft parallel mit demjenigen des Därligen-Leißigengrates, beträgt also nach GOLDSCHMID (137, 247) 8 ^{0} NE. Für die Strecke Höchstfluh-Obersuldberg ergeben sich rund $7^1/_2$ ^{0}. Beträchtlich steileres Fallen zeigt die SE anschliessende Mulde 6/5, nämlich 11 ^{0} NE.

Fortsetzung SW des Kientals: Wie längst bekannt, setzt die Hutmaadfalte nach W zu in der Bachfluh fort (96, 318).

Verlauf der zugehörigen Malmfalten. Die Malmkerne der Kreidefalten der Dreispitzkette sind im Spiggengrund und Lattreienzirkus zurückgeblieben. Laut mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. GÜNZLER-SEIFFERT entspricht Malmfalte Nr. 2 im Spiggengrund der Hutmaadantiklinale, während Malmfalte Nr. 3 den Kern der abgetragenen Kreideantiklinale des Dreispitz-Morgenberghorns darstellt. Der überfahrene Malmkern Nr. 1 kann demnach der Kreideplatte von Wetterlatte-Standfluh zugeordnet werden.

Im Saxetental gehört jedoch (137, 257) sowohl Malmkern 3 (Sumpffluh-Röthenfluh) als auch Malmplatte 2 (Ried) in den Kern der Morgenberghornantiklinale und als Kern der Hutmaadantiklinale kommt höchstens der überfahrene und weit zurückgebliebene Malmkern Nr. 1 in Betracht. Die Kreidehülle der Falten hat sich wohl schon frühzeitig von der Malmunterlage losgelöst und beide Komplexe konnten sich wohl unabhängig voneinander falten. Der Zusammenhang ist daher heute so lose, daß eine durchgehende Parallelisation von W nach E unterbleiben muß, bis festgestellt werden kann, ob und in welcher Weise die Malmkerne sich im Streichen ablösen.

Zusammenfassung über die Tektonik der Südzone.

Das als Südzone bezeichnete Gebiet besteht aus zwei Falten. Die südliche, größere und höhere (Dreispitz) liegt ziemlich stark nach N über. Die nördliche, kleinere und tiefere (Hutmaad) lehnt sich eng an die obere an und ist an einem Längsbruche, dem Hutmaadbruch, vor- und emporgeschoben. Beiden Falten fehlt somit der Gewölbeschenkel, bei der südlichen infolge Abwitterung, bei der nördlichen infolge des genannten Längsbruches (Hutmaadbruch) und der damit verbundenen Ausdünnung.

b) Nordregion.

Die Rengg-Brunnialpeinsenkung.

Zwischen Hutmaadfalte und Standfluhgruppe, sowie ihrer nordöstlichen Fortsetzung liegt tief eingesenkt eine Zone mit ultrahelvetischem Tertiär.

Bei näherem Zusehen zeigt sich nun, daß wohl der Flysch eine geschlossene Synklinale bildet, nicht aber die helvetische Unterlage.

Wir sahen bereits, daß am Eingang zum Spiggengrund der Verkehrtschenkel der Hutmaadantiklinale zu einem dünnen Stil ausgezogen ist. Eine Muldenbiegung fehlt hier vollständig. Von einem normalen Muldenschenkel ist keine Spur vorhanden. Der Verkehrtschenkel der Antiklinale 5 ruht mit tektonischer Diskordanz auf der Taveyannazunterlage und keilt gegen S zu aus. Im Osten meines Gebietes ist der Fuß der Hutmaadantiklinale nirgends mehr so tief aufgeschlossen, daß die Frage nach einer Muldenumbiegung und einem normalen Muldenschenkel entschieden werden könnte. Es müssen daher ähnliche Verhältnisse wie am Eingang zum Spiggengrund angenommen werden.

Etwas bessere Einsicht in den tektonischen Bau gewährt die Nordgrenze der Rengg-Brunnialpeinsenkung.

Im Bachbett des Erlitals (Kiental) liegt auf Höhe 1240 m Hauterivienkieselkalk der Standfluhgruppe direkt auf Taveyannazsandstein. Der zugehörige Schrattenkalk bleibt in der Höhe des zunächstgelegenen Kientalerhorns zurück. Danach ist klar, daß der Schrattenkalk der Standfluhgruppe im E des Untersuchungsgebietes keinen Zusammenhang hat mit dem der Hutmaadantiklinale, und ferner, daß ein normaler Muldenschenkel auch hier im N nicht existiert. Eine eigentliche Synklinale ist also die Rengg-Brunnialpeinsenkung nicht mehr. Es handelt sich vielmehr um eine breite Lücke im helvetischen Dek-

kengebirge, die dadurch entstand, daß die Standfluhgruppe von der Dreispitzgruppe losgerissen wurde und selbständig weiter nach N vorstieß.

Der nächste Aufschluß, der einen Schluß auf den Bau der Pseudomulde im E-Teil des Untersuchungsgebietes zuläßt, befindet sich auf der rechten Seite des Suldtales, N der Suldsäge. Hier fallen Kreide und Eozän der Birchenberg-Gräbereggplatte mit maximal 40° nach SE in die Tiefe. Der Hohgantsandstein hört in 1230 m Höhe am Hang plötzlich auf. Er ist stark reduziert und abgerissen. Der unterliegende Schrattenkalk wurde sogar bis auf 1 m ausgedünnt und endigt an gleicher Stelle. Nur der Hauterivienkieselkalk steigt als ca. 70 m mächtiger Stiel hinab bis auf 1140 m. Jedenfalls ist auch hier klar ersichtlich, daß die helvetische Schichtreihe vom Priabon bis zum Hauterivien diskordant an der Überschiebungslinie des Ultrahelveticums abstößt, und daß demnach kein normaler Muldenschenkel existiert. Mit großer Wahrscheinlichkeit ruht etwas unter dem Talboden der ultrahelvetische Flysch auf dem Taveyannazsandstein der basalen Trümmermasse.

Im Nordosten des Untersuchungsgebietes, zwischen Buchholzkopf und Därligengrat verhindert die ultrahelvetische Flyschbedeckung jede nähere Einsicht in die Tektonik. Man sieht nur, wie die Stadschiefer des Buchholzkopfes am Stoffelberg mit flachem SE-Fallen unter den Flysch einschießen. Das Ultrahelveticum reicht bei Därligen schätzungsweise 3—400 m unter die Oberfläche des Thunersees.

Die W-Fortsetzung der Pseudomulde wird nach ADRIAN (96, 320) im Fahrnital durch eine N 20° E streichende und 30° S fallende Rutschfläche ersetzt.

Die NE-Fortsetzung bildet die Unterlage des Habkernflysches.

Die Wetterlatte-Buchholzkopfantiklinale.

(Antiklinale 4.)

Am Aufbau dieses Elementes beteiligen sich Schrattenkalk, Hohgantsandstein, Hohgantschiefer und Stadschiefer. Es bot bei der tektonischen Untersuchung die größten Schwierigkeiten. Der letzte Bearbeiter, ARNOLD HEIM, berichtigte zwar GERBER's Verwechslung von Schichtung und Klüftung, gibt aber daneben auch eine unzutreffende Deutung des Tatbestandes.

Es handelt sich um ein spitzes, senkrecht stehendes Gewölbe, das an der Antiklinalumbiegung durch

einen Scheitelbruch in zwei Hälften zerlegt wurde. Dieser trennende Gewölbescheitelbruch fällt mit ca. 80° nach ESE ein. An ihm erlitt der SE-Schenkel eine nachträgliche, vertikale Absenkung um 120 m. Dadurch wird heute eine weitgehende Selbständigkeit des NW- und SE-Schenkels vorgetäuscht.

Weil der große Scheitelbruch den SE-Schenkel schief schnitt, das in die Luft steigende Ende gleichsam zuspitzte, kam nach der Absenkung des SE-Schenkels dessen Hohgantsandstein an den stehengebliebenen Schrattenkalk des Nordschenkels zu liegen, so daß letzterer allseitig mit Hohgantsandstein umgeben wurde. Den Beweis für diese Auffassung liefern einige dünne, hochgradig dislokationsmetamorphe Fladen von Hohgantsandstein, die den tektonischen Kontakt zwischen dem Hohgantsandstein des Südschenkels und dem Schrattenkalk des Nordschenkels zieren und letzterem als Zerreibungsprodukt angeklebt sind. (Sehr schön zu beobachten in der NW-Fortsetzung des Renggrates, Profil 7.)

Der Schrattenkalk des SE-Schenkels tritt erst etwas weiter unten am Hang wieder zutage und zieht von hier, also vom N-Ende des Renggrates nach den untern Obersuldalpen hinunter. Er streicht in der nördlichsten Bachrunse, die von der Rengg in das untere Obersuldtal hinunterführt, N—S, genauer N 178°—196° E und fällt 60—66° SE. Das angegebene Streichen wird infolge östlichen Axialgefälles verursacht. Es würde an und für sich etwa N 40—50 E betragen. Der Schrattenkalk wird im ganzen Gebiete zwischen Wetterlatte und Sagiwaldfluh von mächtigem Hohgantsandstein bedeckt.

Die NE-Fortsetzung der Antiklinale 4 findet sich in den NW-Hängen des Obersuldtales. Die Verhältnisse haben sich aber hier auf kurze Erstreckung stark geändert. Der große Gewölbescheitelbruch klingt nämlich bereits NE der Wetterlatte im Hohgantsandstein aus. Die Selbständigkeit des Nord- gegenüber dem Südschenkel hört daher in der nordöstlichen Fortsetzung der Wetterlatte auf, ebenso die vertikale Absenkung des Südschenkels. Der tiefste Einschnitt E der Faulenmattalp läßt vielmehr auf ein flaches Gewölbe schließen.

Der Südschenkel ist aber auch hier nicht so einfach gebaut wie es auf den ersten Blick scheinen möchte. Schon im Gebiet der Rengg wird er durch einige Querbrüche zerhackt, die fast vertikal nach SW einfallen. Der größte davon verursacht eine Horizontalverschiebung von ca. 15 m im Schrattenkalk. Die Vertikalkomponenten sind

fast null. Mit dem Ausklingen des großen Gewölbescheitelbruches nach NE stellen sich, gleichsam als Ersatz, diese Querbrüche ein, die, im Gegensatz zu den soeben erwähnten, größere Vertikalverstellungen bewirken. Sie stehen etwas schief zum Faltenstreichen.

Der südlichste und gleichzeitig der größte dieser Querbrüche beginnt wenig E der Faulenmatthütten und zieht von da mit N 85 E Streichen in eine Bachrunse, die N der Unter-Obersuldhütten mündet. Er fällt steil nach S ein. An der Bruchfläche ist der S-Flügel ca. 80 m gehoben, so daß sein Schrattenkalk an Hohgantsandstein und Schrattenkalk des Nordflügels abstößt. GERBER (83, 350) meldet von dieser Lokalität zwei kleine Schrattenkalkfenster. Sie existieren nicht. Vielmehr trägt der S-Flügel einen klippenartig aufgesetzten Hut von Hohgantsandstein.

50 m weiter nördlich zieht ein weiterer, schwach bogenförmig verlaufender Querbruch durch, der aber nur geringe Verschiebungen bewirkte. Er ist begleitet von mehreren kleineren, die aber nur in der ersten Bachrunse N der Unter-Obersuldhütten gut aufgeschlossen sind. Hier streicht er N 122 E und fällt mit 40° nach SW ein.

Weitere 70 m N zieht ein dritter größerer Querbruch durch, der dem ersten parallel läuft und ebenfalls steil nach SW einfällt. Der Bewegungssinn aber hat geändert. Hier ist nun der N-Flügel um ca. 20 m gehoben. Infolgedessen bildet dieser Bruch im Verein mit dem ersten eine deutlich hervortretende, zirkusförmige Einsenkung im Hang.

Den Abschluß des Wetterlattegewölbes nach NE bildet der Sagiwaldfluhbruch. Er ist ein Mittelding zwischen Längs- und Querbruch, streicht N 80 E und fällt mit 40—50° nach S ein. Hier stößt die ganze Schichtreihe vom Schrattenkalk bis zu den Stadschiefern im S an den Hauterivienkieselkalk der Sagiwaldfluh im N. Der N-Flügel mag um 2—300 m gehoben sein. Es ist dies, wie schon GERBER sah, der größte vertikale Verschiebungsbetrag im ganzen Standfluhgebiet (83, 350).

Bevor wir Antiklinale 4 über das Suldtal hinüber nach NE zu verfolgen, sei noch kurz auf den Bau des NW-Schenkels an der Wetterlatte eingegangen.

Dieser NW-Schenkel ist eine dünne Schrattenkalk-Hohgantsandsteinplatte, die den Wetterlattegipfel aufbaut. Der Schrattenkalk besitzt nur 5—20 m Mächtigkeit und ist im Streichen auf ca. 600 m aufgeschlossen. Er beginnt auf der SW-Seite des Renggrates und zieht von da in einem schwachen, nach NW schauenden Bogen, gegen die

Faulenmattalpen, wo er unter Hohgantsandstein verschwindet. Sicher setzt der große Gewölbescheitelbruch noch eine Strecke weit im Hohgantsandstein fort, aber er ist darin nicht mehr erkennbar.

Das Streichen des NW-Schenkels ist infolge seines bogenförmigen Verlaufes variabel und schwankt zwischen N 10° E und N 35° E. Direkt oberhalb des Renggrates beträgt es im Schrattenkalk gemessen N 15 E.

In der Höhe von 1800 m und höher herrscht saigere Schichtstellung. Der Schrattenkalk ist lokal sogar leicht nach NW überkippt und zeigt bis 75° SE-Fallen. Der Hohgantsandstein aber und die anschließenden Hohgant- und Stadschiefer auf der NW-Seite der Wetterlatte biegen rasch um zur Wetterlattesynklinale (Profil 6).

Der ganze Nordschenkel wird durch eine Unmenge kleiner Querbrüche zerhackt, die alle NW-SE bis W-E streichen und mehr oder weniger vertikal stehen. Die horizontalen Verschiebungsbeträge übersteigen nie 4 m. Im allgemeinen rückte der S-Flügel nach NW vor. Über die Vertikalkomponenten der Verschiebungen läßt sich bei senkrechter Schichtstellung natürlich nichts aussagen.

Wie soeben bemerkt, wird die Wetterlatte im Gebiete SW der Faulenmattalpen von der übrigen Standfluhgruppe durch eine Mulde getrennt, die sich nach NE hin zwischen Faulenmattalpen und Sagiwaldfluh ausflacht und unmerklich in die NW-Abdachung der Standfluhgruppe übergeht.

Auf der rechten Seite des Suldtales, S und SW der Gräberegg, findet sich die erwartete Fortsetzung der Wetterlattenantiklinale. Sie wird aber hier von neuem durch einen Scheitelbruch in einen NW- und einen SE-Flügel unterteilt (Profil 3). Der SE-Flügel zieht in elegantem Bogen zur Suldsäge hinunter, wo er bis auf den Hauterivienkieselkalk ausgedünnt und abgerissen wird. Der NW-Flügel aber geht mit fast horizontaler Lagerung in die vorgelagerte Birchenbergplatte über, von der ihn keine Synklinale trennt. Der Scheitelbruch liegt genau in der Fortsetzung desjenigen an der Wetterlatte. Seine Sprunghöhe muß mit mindestens 100 m angegeben werden, soweit die dichte Wald- und Schuttbedeckung überhaupt eine ziffernmäßige Angabe gestatten. Merkwürdigerweise erfolgten aber hier die relativen Bewegungen NW und SE des Bruches gerade in entgegengesetztem Sinne wie an der Wetterlatte. Der NW-Flügel ist abgesunken und der SE-Flügel gehoben. Dieses Verhalten ist um so auffälliger, als am Buchholzkopf dann wieder der gleiche

Bewegungssinn auftritt, wie an der Wetterlatte, wie wir gleich sehen werden.

Die Antiklinale 4 verschwindet nämlich auf der rechten Seite des Suldtales mit schwachem Axialgefälle unter dem Flysch der Gräberegg und kommt erst wieder am Buchholzkopf zum Vorschein.

ARBENZ und GERBER (105) fanden als erste heraus, daß das vermeintlich geschlossene Buchholzkopfgewölbe am Übergang des Gewölbescheitels in den N-Schenkel aufgespalten und zweigeteilt wird. Dieser Bruch fällt steil (60—80 ^{0}) nach SE ein. Ein genauer Fallwert läßt sich nicht angeben. Der SE-Flügel ist an diesem Längsbruch um ca. 400 m abgesunken und daher nur bis auf den Hohgantsandstein aufgeschlossen. Er bildet die Rippe des Bühlihubels und stellt ein flaches Gewölbe dar, dessen SE-Schenkel unter Moräne und Flysch taucht, während der NW-Schenkel mit ca. 40 ^{0} NW-Fallen an den Längsbruch stößt.

Die NW-Hälfte des Buchholzkopfes (Profil 1) zeigt an der Straße Därligen-Leißigen Drusbergschichten, Schrattenkalk, einige Meter Gaultsandstein, 10 cm Seewerkalk, einige Meter Lutétien, mächtiges Auversien in Mischfazies und Stadschiefer. Nur die Senonmergel fehlen. Die Schichten fallen steil gegen den Thunersee ein und zeigen einige sekundäre Verbiegungen, die lokal zu sehr verschiedenen Streichrichtungen führen. Während das mittlere Faltenstreichen dem des Längsbruches ungefähr parallel läuft, mißt man z. B. am Seeufer an der Grenze Schrattenkalk-Gault N 105 E-Streichen und 73 ^{0} S-Fallen! Gegen den Gipfel des Buchholzkopfs zu, der aus Hohgantsandstein besteht, gehen die Schichten in mehr oder weniger horizontale Lagerung über.

Der Buchholzkopf-Längsbruch liegt genau in der Fortsetzung des Wetterlatte-Gräberegglängsbruches. Ein direkter Zusammenhang zwischen den drei Verwerfungen kann nicht bewiesen werden, hat jedoch eine an Gewißheit grenzende Wahrscheinlichkeit für sich. Immerhin fällt auf, daß es sich an der Wetterlatte um einen Scheitelbruch handelt, während am Buchholzkopf ein Schenkelbruch auftritt. Das Streichen der Längsverwerfung läuft demnach etwas schief zur Faltenaxe.

Rätselhaft bleibt unter diesem Gesichtspunkte nur der entgegengesetzte Verstellungssinn im Gräbereggewölbe. Es ist schwierig, dafür eine Erklärung zu finden, ohne sich in wertlose Spekulationen zu

verlieren. Immerhin mag folgende, relativ einfache Ansicht den Beobachtungstatsachen gerecht werden:

Wie ich zeigte, erlitt die Hutmaadantiklinale im Suldtal ihre größte Untervorschiebung. Ebenso hat nach GOLDSCHMID die Morgenberghornantiklinale hier die stärkste Tendenz nach NW überzuliegen. Daraus folgt, daß an dieser Stelle zeitweise ein besonders starker Schub wirkte.

Nun ist aber die Längsbruchbildung älter (zum Teil voreozän) oder höchstens gleich alt wie die Auffaltung. Die Brüche am Morgenberghorn, zwischen First und Littlihorn u. a. dagegen entstanden erst in einer späteren Bewegungsphase. Es scheint nun naheliegend, diesen spätern Schub im Gebiete der Gräberegg verantwortlich zu machen für das — vermutlich erst nachträglich erfolgte — Hinaufrücken des S-Schenkels auf den N-Schenkel von Antiklinale 4 längs des schon bestehenden Längsbruches. Da beim Gräbereggewölbe die Ausweichmöglichkeit nicht geringer war als an der Wetterlatte und beim Buchholzkopf, so bleibt einzig die Annahme übrig, daß dieser nachträgliche Schub hier besondere Intensität besaß, wie ja auch das kräftige Überliegen der Morgenberghornantiklinale beweist.

Die NE-Fortsetzung des Buchholzkopfes ist das Waldeggewölbe auf der N-Seite des Thunersees. Das ergibt sich nicht nur aus den faziellen Verhältnissen mit Sicherheit (Südfazies mit Seewerkalk und Lutétien am Buchholzkopf), sondern auch aus der tektonisch analogen Stellung der Waldegg vor der Harderfalte.

Eine Fortsetzung der Wetterlatte nach SW gibt es nicht.

Während nämlich Gräberegg und Buchholzkopf durch einen im gewohnten Streichen verlaufenden Faltenwurf entstanden, weicht Antiklinale 4 davon um ca. 40° ab, schwenkt im Steinritzgraben endgültig aus der Standfluhgruppe gegen S heraus und grenzt mit N-S-Streichen an Ultrahelveticum.

Schon hier sei bemerkt, daß auch die unmittelbar NW anschliessende Wetterlattesynklinale in gleicher Weise aus der Standfluhgruppe herausstreicht.

Mit dem etwas unvermittelten Herausschwenken und dem Übergang in N-S-Streichen geht eine stärkere Auffaltung einher. Im Gebiete der Faulenmattalpen, wo Antiklinale 4 noch im gewohnten Streichen verläuft, ist sie entsprechend nur schwach betont. Sofort mit der beginnenden Umbiegung nach S nimmt aber auch die Intensi-

tät der Auffaltung zu, auch für die vorgelagerte Synklinale, und erreicht am SW-Ende der Wetterlatte ein Maximum.

Was für Ursachen zu diesem Verhalten führten, bleibt unentschieden. Naheliegend ist es jedenfalls, das Vordringen der Dreispitzfaltenstirn nach W längs der quergestellten Zerrungsbrüche zwischen First und Littlihorn dafür verantwortlich zu machen. Doch läßt sich nichts sicheres aussagen.

Das Axialgefälle der Antiklinale 4 beträgt zwischen Wetterlatte und Gräberegg im Mittel 11 ^{0} E für den SE- und mindestens 16 ^{0} E für den NW-Schenkel und zwischen Gräberegg und Buchholzkopf 10 ^{0} E für den SE- und $7^1/_4$ ^{0} E für den NW-Schenkel.

Die Wetterlattesynklinale.

(Synklinale 4/3 der Standfluhgruppe.)

An ihrem Aufbau beteiligen sich Schrattenkalk, Hohgantsandstein, Hohgantschiefer und Stadschiefer. Den besten Einblick in den Muldenbau gewährt der Steinritzgraben. Hier ist die Mulde am spitzesten. Nach NE zu wird sie flacher. Ihre Axe beschreibt, wie diejenige der Wetterlatte einen Achtelskreisbogen, dessen konvexe Seite nach NW schaut.

Der südliche Muldenschenkel ist die Fortsetzung des N-Schenkels der Wetterlatte. Er geht rasch von saigerer Schichtstellung in die Muldenbiegung über die E des Steinritzgrabens in 1660 m Höhe bis auf den Hohgantsandstein aufgeschlossen ist. Daran schließt sich der wiederansteigende N-Muldenschenkel, der zu den Höhen NE des Kientalerhorn emporführt. Der Anstieg erfolgt treppenförmig, weil der N-Schenkel hier durch drei größere Längsbrüche in Schollen gestaffelt wird, wobei je der W-Flügel gehoben wurde. Die Längsbrüche streichen in Richtung der Muldenaxe und stehen mehr oder weniger senkrecht. Die Sprunghöhen betragen 20—50 m. Erst von hier an gegen N und NW beginnt der von GERBER betonte und fälschlich für die ganze Standfluhgruppe angenommene Schollenbau.

Das Standfluh-Hochgalmgewölbe.

(Gewölbe 3 der Standfluhgruppe.)

Auch dieses tektonische Element hat, wie die Wetterlattesynklinale, nur lokale Bedeutung innerhalb der Standfluhgruppe, da es nach NE zu seine Selbständigkeit verliert. Es handelt sich im Prinzip mehr um eine schwach verbogene, durch Längs- und Quer-

brüche zerhackte Schichtenplatte, als um ein eigentliches Gewölbe, das die Gipfel des Kientalerhorn, der Standfluh und des Hochgalm aufbaut.

Der schon in der Wetterlattesynklinale beginnende Schollenbau setzt sich im Kientalerhorn fort. Nicht nur im Großen wird die Platte zerteilt, die Schrattenkalk-Hohgantsandsteinwände werden vielmehr bis in alle Details durch Längs- und Querbrüche zerstückelt.

Der Schrattenkalk, der oft polyedrische Textur aufweist, tritt SE des Kientalerhorns in 2—3facher Mächtigkeit auf, weil an mehreren Längsbrüchen je der SE-Flügel abgesunken ist. Die Hauterivienkieselkalkunterlagen der tiefsten, südlichsten Schollen ruhen im Bett des Erlibaches auf Taveyannazsandstein.

Der typische Schollenbau wird aber mehr durch die Querbrüche verursacht.

Gleich E des Kientalerhorngipfels zieht ein erster Querbruch durch, an dem der E-Flügel kräftig abgesenkt erscheint. Von hier an in Richtung der Wetterlatte erfolgt dann aber ein ununterbrochenes, gestaffeltes Ansteigen, bis man sich S der Standfluh befindet, von wo an der spiegelbildlich gestaffelte Abstieg in die Wetterlattesynklinale beginnt.

Etwas weiter NE, an der Standfluh und am Hochgalm, herrschen andere Verhältnisse. Aber auch hier handelt es sich nicht um eine typische Antiklinale, sondern nur um eine bedeutend weniger gestörte Schrattenkalk-Hohgantsandsteinplatte, deren Rücken mit ca. 40° nach NW abfällt.

Die südliche Abgrenzung wird hier durch einen Längsbruch gebildet, unter dem Standfluh und Hochgalm kräftig nach NW hervorgerissen sind. Die Lage dieses Bruches läßt sich nirgends genau bestimmen. Der Intersektion mit dem Gelände nach zu schließen fällt er mit 30—40° nach SE ein. Er bewirkt, daß der Schrattenkalk am Stadschiefer der Wetterlattesynklinale abstößt. Bei der Verschiebung riß der Schrattenkalk aus dem S einige Fetzen Hohgantsandstein mit sich. Diese dünnen Schürflinge sind sowohl im Kessel der Faulenmattalpen zu beobachten, als auch auf der Höhe des Hochgalmgrates, wo GERBER (83, 347, Fig. 2) in ihnen Schollen zu erkennen glaubte.

Gegen NW zu fällt der Schrattenkalk rasch unter den überlagernden Hohgantsandstein und biegt nach unten um zur flachen Hochgalmeinmuldung.

Das NW-Fallen des Schrattenkalkes wird verstärkt durch einige Längsbrüche, deren größter, der Standfluhbruch, N 43 E streicht, mit 70° nach SE einfällt und eine Absenkung des NW-Flügels um ca. 50 m ermöglichte. Ähnliche Ausmaße und gleichen Verlauf zeigt der Hochgalmbruch, welcher wenig NW des Hochgalmschatthauses durchzieht, gleichen Verstellungssinn aufweist und wahrscheinlich die Fortsetzung des Standfluhbruches darstellt.

Der Kontakt zwischen Schrattenkalk und Hohgantsandstein im NW wird auf weite Strecken durch steil SE-fallende, kleine Längsbrüchlein gestört, an denen je der NW-Flügel um wenige Meter abgesunken ist.

Das mittlere Streichen des Gewölbes 3 läßt sich genau bestimmen. Auf der SW-Seite der Letze biegen nämlich die obersten Partien des Schrattenkalkes um zu einer kleinen, liegenden, durch ein Längsbrüchlein gestörten Synklinale (Profil 6), zu der sich am Kientalerhorn (Prof. 10) ein genaues Analogon vorfindet. Die verbindende Gerade zwischen den beiden Muldenumbiegungen liefert N 105 E-Streichen.

Die Standfluh-Hochgalmplatte nimmt, wie alle tektonischen Elemente der Standfluhgruppe, an deren Axialgefälle teil und fällt mit ca. 8° axial nach NE ein.

NE der ultrahelvetischen Letzeklippe (Prof. 5) entspricht der Hochgalmplatte ein schwaches Gewölbe in der Faulenmattfluh, das bis auf den Hauterivienkieselkalk (und ? Valangien) entblößt ist und durch mehrere vertikale Längsbrüche zerhackt wird.

Dieses Gewölbe geht aber unmerklich in die NW-Abdachung der Standfluhgruppe über und besitzt nicht mehr diejenige tektonische Selbständigkeit, wie sie Standfluh und Hochgalm aufweisen. Weil seine Fortsetzung im Streichen am Birchenberg von der übrigen Birchenbergplatte auch nicht abgegrenzt werden kann, soll erst bei der Beschreibung der NW-Abdachung der Standfluhgruppe näher darauf eingegangen werden.

Ebenso soll die Fortsetzung W des Kientals und auf der N-Seite des Thunersees erst nach Beschreibung der ganzen Gebirgsgruppe diskutiert werden, weil detaillierte Parallelisationen innerhalb der Standfluhgruppe und der genannten Gebiete ohnehin nicht gegeben werden können.

Die NW-Abdachung der Wildhorndecke.

(NW-Teil der Standfluhgruppe und des Birchenberg.)

Diesbezüglich kann ich auf die Ausführungen von GERBER verweisen, denn hier trifft die Ansicht vom Schollenbau der Standfluhgruppe zu.

Die Schrattenkalk-Hohgantsandsteinplatte des Engels und des Faulenmatt-Großwaldes ist durch zahlreiche, meist vertikale Längsbrüche zerhackt, die bald parallel zum Faltenstreichen, bald mehr in WE-Richtung verlaufen.

In der Regel wurde der NW-Flügel gehoben. Das NW-Fallen der ganzen Platte wird also durch die Brüche verringert.

Hingegen ist der Darstellung GERBER's folgendes beizufügen:

Der NW-Rand der Standfluhgruppe zeigt einfache Schuppung. Unterhalb Fluhmäder trifft man in 1200—1260 m Höhe einen ersten Aufschluß einer normal gelagerten Schuppe, die aus Schrattenkalk und Drusbergschichten besteht. Sie liegt unter der Platte des Engels, wurde also durch letztere überfahren, denn es handelt sich zweifellos um die abgebrochene Stirn der Wildhorndecke.

Ein Äquivalent zu dieser Schuppe findet sich am Eingang des Faltschengrabens. Auch hier trifft man in 1200 m Höhe auf eine Schuppe, die sich auf der rechten Seite des Grabens bis 1300 m emporzieht. Sie besteht aber hier nur aus Schrattenkalk und ist an ihrem SE-Ende in mehrere rundliche Einzelschollen zerrissen. (Aufschlüsse bei der Vorderfaulenmatthütte, Prof. 8.)

Die Schuppe fällt gleichsinnig mit der überlagernden Faulenmatt-Großwaldplatte, jedoch etwas weniger stark. Sie ist wie allenthalben dislokationsmetamorph und führt reichlich Kalzit.

Ein drittes Mal finden wir dieselbe Schuppe N der Alp Kolbenbergli aufgeschlossen, auch hier wiederum in genau derselben Höhe. Sie beginnt im NW auf 1200 m und steigt nach SE bis auf 1300 m empor, wobei sie stellenweise durch Schutt zugedeckt wird, wodurch nur Schrattenkalk sichtbar wird.

GERBER (83, 351) hält diesen Aufschluß für eine Absackung der Faulenmattfluh. Gegen diese Auffassung spricht das gleichzeitige Auftreten der Schuppen an allen zu erwartenden Stellen auf eine Erstreckung von mehr als drei Kilometern im Streichen, die Niveaubeständigkeit zwischen 1200—1300 m und die mehr oder weniger konstante Länge der Schuppen, die zwischen 600—1000 m schwankt.

Es handelt sich vielmehr bei allen drei Aufschlüssen um abgebrochene und überfahrene Teile des Stirnrandes der Wildhorndecke, die vermutlich mit einer der Gerihornschuppen in Verbindung zu bringen sind.

GERBER (83, 351) hält den Birchenberg für die östliche Fortsetzung des Kolbenberglischrattenkalkes. Die beiden Vorkommnisse liegen in derselben Höhe. Nun haben aber sowohl die Standfluh- als auch die Birchenberggruppe je 8—12 ^{0} Axialgefälle gegen den Thunersee zu. Nach GERBER müßte dieses Axialgefälle über dem Suldtal den Wert null haben, was sehr unwahrscheinlich ist. Auch scheint mir GERBER's Annahme eines Querbruches zwischen Faulenmattfluh und Birchenberg zur Erklärung der tiefern Lage der Birchenbergplatte unnötig. Das vorhandene Axialgefälle genügt vollkommen zur Erklärung der Höhendifferenz zwischen Faulenmattfluh und Birchenberg.

Noch eine Erscheinung ist zu erwähnen, die nicht nur in der Randkette N des Thunersees auftritt, sondern auch für die Standfluhgruppe typisch ist, und mit der die Schuppenbildung in ursächlichem Zusammenhang steht:

Die Überschiebungsfläche der Wildhorndecke auf der Taveyannazunterlage schneidet die Schichtreihe unter spitzem Winkel schief ab und schärft dadurch den Stirnrand der Decke zu. So wird z. B. die Faulenmatt-Großwaldplatte am Ausgang des Faltschengrabens bis auf den Schrattenkalk, E der Faltschenallmend sogar bis auf den Hohgantsandstein, abgeschnitten.

Durch die Zuspitzung der Deckenstirn wurde die Schuppenbildung natürlich begünstigt.

Der Winkel, unter dem sich Überschiebungsfläche und Schichtflächen schneiden, ist im W der Standfluhgruppe fast gleich Null (Prof. 10), nimmt aber gegen NE hin ständig zu und erreicht auf der linken Seite des Suldtales ein Maximum mit ca. $10^1/_2{}^0$ (Prof. 5 und 6), denn die Überschiebungsfläche fällt hier mit $6^1/_2{}^0$, die obere Grenze des Schrattenkalkes mit ca. 17 ^{0} nach NW ein.

Nach NE zu finden sowohl Standfluh-Hochgalmplatte, als auch die übrige NW-Abdachung der Standfluhgruppe ihre Fortsetzung in der steifen Birchenberg-Gräbereggplatte auf der rechten Seite des Suldtales, die sich aus einer Schichtreihe von Hauterivienkieselkalk bis Stadschiefern aufbaut. Unterlagernde Schuppen sind nicht mehr zu beobachten.

Dieses Schuttgebiet liefert das gleiche Bild einer ausgeprägten Bruch- und Schollentektonik, wie es die Faulenmattfluh auf der linken Seite des Suldtales darbietet.

An einigen mehr oder weniger vertikalen Längsbrüchen ist je der NW-Flügel gehoben, der SE-Flügel abgesenkt. Das Streichen der Längsbrüche ist nicht näher zu ermitteln. Ihr Vorhandensein muß infolge der Schuttbedeckung meist nur indirekt erschlossen werden. Die Sprunghöhen variieren zwischen wenigen Metern und der Mächtigkeit des Schrattenkalkes.

Unterhalb der Alp Birchenberg tritt der Schrattenkalk auf ca. 1 km als senkrechte Wand ungestört zutage. Das NW-Fallen der Schrattenkalkplatte beträgt hier 9 °. Dazu tritt ein deutliches Axialgefälle nach NE, mit dem die helvetische Schichtreihe unter das überlagernde Ultrahelveticum einschießt und erst S Leißigen als Wolfholzfenster wieder aufgeschlossen erscheint, wie schon MOESCH (27, 236) sah.

Das Wolfholzfenster zeigt als tiefste entblößte Stufe W der Hornegghütte ein wenig Schrattenkalk. Zur Hauptsache besteht es aber aus Hohgantschiefern und Sandstein. Nach SW zu tauchen seine Stadschiefer unter das Ultrahelveticum des Kreuzbachs, nach NE hin unter den Flysch des Riedbachs.

Das Streichen im Fenster beträgt N 5 E. Die Schichten fallen mit der gleichen Steilheit wie der Hang, d. h. mit ca. 40 ° gegen den Thunersee zu ein.

Auch im Wolfholz fehlen vereinzelte, schief zum Streichen verlaufende und ca. E—W streichende Längsbrüche nicht. Sie durchsetzen die Schichten senkrecht und ermöglichen ein weiteres Vordringen des Fensters, da jeweilen das Liegende um einige Meter nach NW vorgestaffelt ist.

Tektonische Parallelen nach NE und SW:

Wie die Karten von P. BECK und W. SCHNEEBERGER zeigen, liegt N des Thunersees vor dem Waldeggewölbe die zerhackte Platte des Niederhorns, von ersterem durch die Sundlauenen-Hohgantverwerfung getrennt. Da nun die Parallelisation der Wetterlatte und des Buchholzkopfes mit der Waldegg feststeht, so ergibt sich, daß der Standfluhgruppe (exkl. Wetterlatte) und der Birchenberggruppe jedenfalls die Beatenbergplatte entsprechen muß. Ob der N davon liegende Sigriswilergrat auch noch hinzuzunehmen ist, soll im Folgenden noch diskutiert werden:

Die tektonischen Verhältnisse auf der N- und S-Seite des Thunersees weichen dadurch voneinander ab, daß an der Standfluh und am Birchenberg die Kreide-Tertiärplatte schwach nach NW einfällt, also taucht, während die Schichten am Beatenberg nach NW ansteigen. Aber diese Tatsache steht der vorgenommenen Parallelisation nicht entgegen und fand längst ihre Erklärung darin, daß sich in der axialen Depression des Thunersees eben der Übergang zwischen dem Gebiet mit aufsteigenden Teildecken der Zentralschweiz und demjenigen mit tauchenden Falten in der Wildhorndecke der Westschweiz vollzieht.

Im übrigen sind die Verhältnisse N und S des Sees einander ähnlicher, als man es auf eine solche Distanz in einem tektonisch so ausgeprägten Übergangsgebiete erwarten könnte.

So wie der NW-Flügel der Sundlauenen-Hohgantverwerfung kräftig gehoben erscheint, so sind auch Standfluh-Hochgalm und Birchenberg gegenüber den S anschließenden Schichten erhöht. Ferner ist die ausgesprochene Schollentektonik N und S des Sees zu finden. Auch der scheinbar losere Zusammenhang zwischen Randkette und Waldeggantiklinale gegenüber dem engen zwischen Wetterlatte-Gräberegg und Standfluh-Birchenberg, kann nicht gegen die versuchte Parallelisation sprechen, weil, wie SCHNEEBERGER (134, 58) kürzlich zeigte, ersterer „ein engerer ist als bis dahin angenommen wurde", indem bei Beatenberg noch ca. 5 m Komplanatakalk „auf obern Schrattenkalk transgredierend zu beobachten" sind.

Auch die weiteren stratigraphischen Verhältnisse stützen die vorliegende Ansicht, wenn die im Abschnitt „Stratigraphie" beschriebene Divergenz zwischen Faziesstreichen und Faltenstreichen gebührend berücksichtigt wird. Sogar für das bathyale Valangien der Randkette findet sich ein Analogon am NW-Rand der Standfluhgruppe, oberhalb „Abend" und in der Nähe von P. 1043 auf der linken Seite des Suldbaches, in Form bathyaler Mergelschiefer (Prof. 10 und 5).

Nun noch zum Sigriswilergrat!

Es fehlt der Standfluh und dem Birchenberg jegliche Spur der brackischen Cerithienschichten, der Gemsmättli- und Altmannschichten des Sigriswilergrates, um nur die wichtigsten faziellen Verschiedenheiten zu nennen. Es bleibt daher fraglich, ob er auf der S-Seite des Thunersees eine Fortsetzung hat, d. h. ob er in der Standfluhgruppe mitenthalten ist. Da aber Faziesdifferenzen nicht beweisend sind und weil tektonische Anhaltspunkte fehlen, bleibt die Frage offen.

Ob des weitern die großen Längsverwerfungen auf der N-Seite des Thunersees, wie z. B. die Sundlauenen-Hohgantverwerfung, direkt in das Standfluhgebiet fortsetzen, erscheint fraglich. Das Vorhandensein einer indirekten Fortsetzung ist aber immerhin wahrscheinlich. Diese muß jedoch im Standfluhgebiet durch den Steinritzgraben, d. h. N der Wetterlatte verlaufen. Das wird verlangt durch die Parallelisation der Wetterlatte mit dem Buchholzkopf und der Waldegg, denn auch die Sundlauenen-Hohgantverwerfung zieht N der Waldegg durch. Nebstdem zeigt ein Blick auf Blatt XIII der geologischen Karte der Schweiz in 1:100 000, daß der von GERBER angenommene Verlauf SE der Wetterlatte (83, 342) nur durch ganz unvermittelte Änderungen im Streichen der Verwerfung erklärt werden könnte.

Was die Fortsetzung der Standfluhgruppe nach SW im Gebiete ADRIAN's anbetrifft, so kann gesagt werden, daß ihr zwischen Kiental und Kandertal Antiklinale I—IV entspricht (96, 330). Da aber die Wetterlatte wohl faziell-stratigraphisch in der Gerihorngruppe enthalten ist, tektonisch aber an der Rengg in die Luft streicht, muß diese Parallelisation dahin eingeschränkt werden, daß die Synklinalen I—IV wohl das tektonische Äquivalent der Standfluhgruppe (exkl. Wetterlatte) darstellen, daß aber stratigraphisch der südlichste Teil der Gerihorngruppe, d. h. Anti- und Synklinale IV ganz oder teilweise der Wetterlatte entsprechen. Dabei wird angenommen, daß die Elsighornantiklinale im Standfluhgebiet fehle — infolge Ausklingen oder Abtragung — wie das ADRIAN (96, 350) einwandfrei dargelegt hat.

Zusammenfassung über die Tektonik der Nordregion:

Das als Nordregion bezeichnete Gebiet besteht aus Kreide und Tertiärsedimenten. Es ist gegenüber Dreispitz-Hutmaad tektonisch selbständig und enthält eine aufrecht stehende, zerborstene Falte im SE und eine steife, mehrfach schwach verbogene Platte im NW. Der N und NW des Gebietes wird durch zahlreiche Längs- und Querbrüche in Schollen zerlegt. Die Schichten streichen durchschnittlich NE-SW bis NNE-SSW und fallen nach NW ein, im W nur schwach, im E dagegen mit ca. 60°. Dazu gesellt sich ein nordöstliches Axialgefälle, das ein stufenweises Absinken der NW-Abdachung gegen den Thunersee hin bewirkt (83, 351). Ursache dazu bietet die windschiefe Überschiebungsfläche der Wildhorndecke, die im E der Nordregion bedeutend steiler nach N einfällt als im W. Der nordwestliche Rand der Standfluh-Birchenberggruppe ist durch Abwitterung entstanden; eine

Stirnumbiegung fehlt. Hingegen wurde der Deckenrand durch die Überschiebungsfläche zugeschärft, geschuppt und überfahren.

Die Brüche in der Wildhorndecke.

Das Untersuchungsgebiet weist sowohl in den ungefalteten als auch in den gefalteten Partien eine so ausgesprochen posteozäne und vor- oder alttertiäre Bruchtektonik auf, daß abschließend einige Bemerkungen über seine Brüche gerechtfertigt erscheinen.

Die gemachten Beobachtungen verlangen die Annahme mehrerer Faltungsphasen.

Schon voreozän waren die Längsbrüche vorgebildet, wie dies außerhalb des Dreispitzgebietes auch schon für verschiedene andere Gebiete nachgewiesen wurde (64/104). Als ungefähr gleich alt sind auch zahlreiche, die Faltung verstärkende Schenkel- und Scheitelbrüche anzusehen. Dagegen steht fest, daß die häufigen, aber weniger hervortretenden Querbrüche erst in einer spätern, reaktivierten Phase der Bewegung entstanden.

Zweifellos sind die Längsbrüche älter als die Querbrüche, denn sie werden von ihnen verworfen. Da jene ferner die Faltenbildung beeinflußt haben, die Querbrüche aber nicht, so ist der Schluß berechtigt, daß die Querbruchbildung jünger ist als die jüngste Phase der Faltung.

Den Längsbrüchen war sicher der Weg zum Teil schon oberkretazisch festgelegt, denn die große Bruchfläche, die Antiklinale 6 und 5 trennt, läuft den vortertiären Brüchen, an denen Senonmergel eingesenkt sind, parallel. Im Standfluhgebiet läßt sich diese Entstehung für den Wetterlatte- und Standfluh-Hochgalmbruch nur vermuten, nicht aber beweisen.

Die Längs- und Querbrüche treten mit Vorliebe in den obern und nördlichern Teilen der Falten auf. Vermutlich waren es Regionen verminderten äußern und verminderten innern Widerstandes, also Gebiete mit geringer Überlagerung, vortertiären Diskontinuitätsflächen und ältern Bruchsystemen.

Die Länge der Längs- und Querbrüche kann mehrere Kilometer betragen. Andere durchsetzen bloß eine einzige Schicht und messen nur wenige Meter. Wahrscheinlich sind manche Brüche meiner Karte zu verbinden, ohne daß sich infolge der Schuttbedeckung ein direkter Zusammenhang nachweisen ließe.

Es findet, wenn man die Störungen eines bestimmten, begrenzten Gebietes ins Auge faßt, in den seltensten Fällen eine Spannung in einem einzigen, einheitlichen Bruch ihre Auswirkung. Ohne Zweifel gehören oft ganze Bruchscharen einer einzigen Dislokationsursache an. Flexuren dagegen sind seltener, da sie, statt stärkere Ausbildung anzunehmen, sofort in Brüche übergehen. Ich habe wenige gut ausgebildete Flexuren gefunden, dagegen da und dort Übergänge von Flexur zu Bruch und Halbflexuren.

Zu Schleppung und Ausdünnung neigt besonders die obere Kreide, ferner alle Mergelhorizonte. Schrattenkalk ist fast nie geschleppt.

Wenn man den Satz von ALBERT HEIM, wonach die bruchlose Umformung der Schichten mit der Tiefe unter der Gebirgsoberfläche zunimmt, als richtig annimmt, so folgt daraus für unser Gebiet, daß es zur Zeit der Bruchbildung wenig überlagert war. Das erklärt die Anklänge an ostalpinen Bautypus, deren eindrücklichste die Untervorschiebung der Hutmaad- gegenüber der Dreispitzfalte und das spitzwinklige Abschneiden der Sedimente durch die Deckenüberschiebungsfläche darstellen.

Wie andernorts, so dürfte auch hier die Bruchbildung weniger auf Bewegungs- als auf Widerstandsdifferenzen zurückzuführen sein. So wirkten z. B. Höchstfluh und Obersuldberg für Antiklinale 6 als Bremsklötze, zwischen denen die Ausweichmöglichkeit für die Stirn der Falte 6 größer war. Das dürfte u. a. einen Grund für die Entstehung der beschriebenen Querbrüche zwischen Dreispitzgipfel und Höchstmulde einerseits, sowie der quergestellten Längsbrüche zwischen First und Littlihorn anderseits darstellen, die ermöglichten, daß die Faltenstirn weiter nach NW vorrücken und sich flach legen konnte. Daß die Falte auf die Tendenz des nordwestlichen Vorstoßes nicht durch Ausdünnung des Mittelschenkels reagierte, sondern in Staffelbrüchen bei gleichbleibender Schichtstellung ist auf die Sprödigkeit und geringe Verfaltbarkeit des Schrattenkalks zurückzuführen, die ihre Erklärung in der geringen Überlagerung finden dürfte.

Nachfolgend sei eine kurze systematische Zusammenfassung der Brüche im Untersuchungsgebiet gegeben. Wir können unterscheiden:

Längsbrüche:

a) Mit vor- oder alttertiärer Anlage:

Hutmaadbruch.

1 kleiner Bruch in Synklinale 6/5 am Höchst.

Brüche unterhalb P. 1947 (Hutmaadfalte).
Standfluh-Hochgalmbruch (Lithothamnienkalk auf Schrattenkalk!).
Wetterlatte-Gräberegg-Buchholzkopfbruch?

b) *Nacheozäne:*
Zahlreiche kleinere Brüche der Hutmaadantiklinale.
Überschiebungsbrüche am NW-Hang des Dreispitz.
Längsbrüche der Wetterlattesynklinale.
Längsbrüche im Hochgalmgewölbe.
Die meisten Längsbrüche in der NW-Abdachung der Standfluhgruppe.

Im allgemeinen lassen die vor- oder alttertiären Längsbrüche auf eine Vertikal- und Horizontalkomponente schließen, obschon Rutschstreifen fast immer fehlen. Nach der heutigen Lage der Brüche überwiegen die Horizontalkomponenten. Vermutlich dürften aber die meisten vor- oder alttertiären Längsbrüche ursprünglich vertikal angelegt und erst nachträglich kräftig nach NW überkippt worden sein, wobei sich die Horizontalkomponente einstellte (Hutmaadfalte).

Die nacheozänen Längsbrüche zeitigten im Gegensatz zu den vor- oder alttertiären im wesentlichen vertikale Verstellungen. Längsverschiebungen fehlen ihnen in der NW-Abdachung der Standfluhgruppe, an der Gräberegg, am Birchenberg und am Buchholzkopf fast vollständig.

Schiefe Längsbrüche:
Streckungsbrüche zwischen First und Littlihorn.
Streckungsbrüche am NE-Rand des Fensters bei P. 1947.
Streckungsbrüche am W-Hang des Obersuldbergs.

Es handelt sich fast ausnahmslos um schiefgestellte Streckungsbrüche mit flachem S-Fallen und beträchtlicher Längskomponente.
Alter: Nacheozän.

Querbrüche:

a) *Mit beträchtlicher Vertikalkomponente:*
Querbrüche am Kientalerhorn (Schollenbau).
Querbrüche der Standfluh und des Hochgalm.

b) *Mit Horizontalkomponente (Transversalverschiebungen):*
Am NW-Hang des Dreispitz (Schnurzaun)?
Vereinzelte horizontale Transversalverschiebungen an der Wetterlatte (maximal 5 m) und am Kientalerhorn.

Wahrscheinlich sind sowohl reine Vertikalbrüche als auch reine Transversalverschiebungen vorhanden, können aber selten als solche

erkannt werden, infolge fehlender Rutschstreifen und vertikaler Schichtstellung an den kritischen Stellen. Im allgemeinen handelt es sich um Querbrüche mit Vertikal- und Horizontalkomponente. Die Vertikalkomponenten wiegen aber vor und können beträchtliche Ausmaße annehmen, während die Horizontalkomponenten gering oder nicht erkennbar sind.

Alter: Fast ausnahmslos nacheozän. Vereinzelt erscheint jedoch auch vor- oder alttertiäre Anlage wahrscheinlich.

Zusammenfassend lassen sich ferner nach den Ausmaßen unterscheiden:

a) Auf Schrattenkalk lokalisierte Brüche:
Sehr zahlreich, aber tektonisch mehr oder weniger belanglos.
Verschiebungsbeträge: gering.
Alter: Vorwiegend nacheozän.

b) Durchgehende Brüche:
Sämtliche Längs- (und Querbrüche) mit vor- oder alttertiärer Anlage.
Nacheozäne Brüche mit größern Verstellungsbeträgen.

Einer besondern Erwähnung bedürfen die Brüche, die durch nachträgliche Verstellung der Deckenbasis entstanden, also jünger sind als die Überschiebung. Sie stehen in Zusammenhang mit der Verbiegung der ganzen Standfluhplatte und der damit verbundenen Auffaltung der Taveyannazunterlage, auf die ich im Abschnitt II noch eintreten werde.

II. Unterlage der Wildhorndecke.

Den Darstellungen von GERBER über die Unterlage der Standfluhgruppe habe ich nur einige Berichtigungen beizufügen.

Sie besteht nur aus dem Taveyannazsandstein und Flysch der Diableretsdecke und eingewickeltem ultrahelvetischem Flysch. Gesteine der Wildhorndecke aber fehlen vollständig, wie auch bei ADRIAN.

Zwar meldet GERBER von der linken Seite der Kientalstraße und von S unter dem Stengghaldewald Schrattenkalk als tektonischen Einschluß in Taveyannazsandstein. Es handelt sich aber um abgestürzte Blöcke der Standfluhgruppe.

Einige bisher unbeachtet gebliebene Aufschlüsse von Taveyannazsandstein zeigt die neue Karte am rechten Ufer des Kienbaches, NW des Richtigrabens.

Wie bereits GERBER fand, tritt Taveyannazsandstein nur auf am

SW-Hang der Standfluhgruppe und auf der linken Seite des Suldtales im Täsegraben.

Das Suldtal stellt also ein Taveyannazfenster dar. Das ist eine Folge der unter Mitwirkung von Brüchen erfolgten Auffaltung der Taveyannazunterlage, die sich auch im Gebiete ADRIAN's deutlich bemerkbar macht. Sie dürfte auch am SW-Hang der Standfluhgruppe vorhanden sein, ist jedoch hier infolge ausgedehnter Sackungen und Moränenbedeckung schwer festzustellen.

ADRIAN fand am Gerihorn, „daß der Taveyannazsandstein und der Wildflysch der basalen Trümmermasse unvermittelt hoch hinaufreichen: sie erreichen sogar gerade noch den Grat an der tiefsten Stelle zwischen Gerihorn und „Horn" (zirka 1850 m, auf Profil 2 die Scholle rechts von Gerenalp)." Er beobachtete, daß diese Taveyannazvorkommen sowohl nach NW als auch nach SE durch Brüche abgegrenzt werden, die gleichzeitig die Wildhorndecke und die Unterlage durchsetzen. Genau dieselben Verhältnisse herrschen in der Standfluhgruppe. Allerdings muß oft auf das Vorhandensein besagter durchgehender Verwerfungen nur indirekt geschlossen werden.

Bemerkenswert erscheint, daß die am besten hervortretende Kulmination der Taveyannazunterlage im Standfluhgebiet NW der Antiklinale 4 verläuft und nicht etwa in deren Kern. Diese Tatsache zeigt, daß die Auffaltung der Unterlage später erfolgte als diejenige der Antiklinale 4.

Beizufügen ist noch, daß sich im Standfluhgebiet einzig bei Bütschi (Kiental) Fetzen eingewickelter ultrahelvetischer Gesteine befinden. Die Einwicklung erfolgte wie z. B. im Gebiet des Pas de Cheville unter die Diableretsdecke.

Im Suldtal und weiter E in meinem Gebiet ist kein eingewickeltes Ultrahelveticum mehr entblößt. Dagegen befinden sich mehrere Aufschlüsse davon W der Kiene und im Kandertal, zum Teil sogar mit Trias und Liasgesteinen. (Vergleiche 96, 325.)

Was die Ursachen der Einwicklung und die damit verbundenen Fragen über die Phasenfolge der Deckenüberschiebungen anbetrifft, verweise ich auf die Darlegungen von ADRIAN u. a. (96, 334).

III. Ultrahelveticum.

Die hierhergehörigen Gesteine fasse ich zusammen unter dem Begriff der ultrahelvetischen Habkerndecke. Sie bestehen aus Wildflysch und Leimernschiefern. Dabei wird dieser Begriff im

Sinne von BUXTORF eingeschränkt auf ultrahelvetische Gesteine und damit enger gefaßt, als dies seinerzeit durch BECK geschah (92).

Entgegen BUXTORF (103, 275) halte ich diesen Namen für glücklicher gewählt als denjenigen der Sattelzone, Zone des cols oder Zone interne, die mit ihrer verwickelten und noch nicht genügend geklärten Tektonik nicht wohl als Ausgangspunkt dienen kann.

Während diese Decke im Gebiete ADRIAN's neben Tertiär auch sichere Trias enthält, besteht sie in unserem Gebiete nur aus Tertiär und einem Komplex fraglicher Oberkreidekalke.

Sie füllt synklinal die Rengg-Brunnialpeinsenkung und ist hier ganz schwach eingewickelt. I. a. liegt sie mit tektonischer Diskordanz auf der Wildhorndecke, auf weite Strecken jedoch auch konkordant.

Ihre S-Grenze fällt zusammen mit der obern Grenze der Stadschiefer der Hutmaadantiklinale. Weil der ultrahelvetische Flysch den helvetischen Stadschiefern lokal sehr ähnlich sieht, ist die genaue Abtrennung der obern Decke hier oft schwer vorzunehmen.

Die N-Grenze wird an der Rengg durch Schrattenkalk und Hohgantsandstein der Wetterlattenantiklinale gebildet. Stadschiefer fehlen hier und die Habkerndecke stößt mit deutlicher Diskordanz an den Schrattenkalk. Was GERBER und ARNOLD HEIM im N-Teil der Rengg als Stadschiefer kartieren, ist stadschieferähnlicher, ultrahelvetischer Flysch, wie vereinzelte Miniaturexotica beweisen.

In der Standfluhgruppe bildet die Habkerndecke die Klippen des Engels und der Letze, die auf Stadschiefer ruhen. Man glaubt hier oft stratigraphische Übergänge zwischen helvetischem und ultrahelvetischem Flysch wahrzunehmen. Daß es sich aber doch um einen tektonischen Kontakt handelt, zeigen eine Stelle NW des Kientalerhorns, wo Ultrahelveticum auf Hohgantsandstein ruht und der NE-Hang der Letze, wo die Habkerndecke sogar mit Schrattenkalk in Berührung kommt.

Daß auch S der Gräberegg die Habkerndecke diskordant an der helvetischen Schichtreihe abstößt, wurde bereits erwähnt.

Zwischen Därligen-Leißigen und der Morgenberghornkette ist die Habkerndecke zusammenhängend und ruht den Stadschiefern des Birchenberg und des Buchholzkopf ohne scharfe Grenze auf.

Ihre Mächtigkeit läßt sich schwer bestimmen, denn erstens ist sie infolge Erosion nirgends mehr vollständig erhalten und zweitens zeichnet sich der Flysch auf weite Strecken durch so ausge-

sprochene Kleinfältelung aus, daß dadurch jegliche klare Einsicht in den tektonischen Aufbau verunmöglicht wird. Die intensive lokale Verfaltung tritt vorwiegend dort auf, wo durch raschen Wechsel von Tonschiefern und dünnen Sandsteinbänken ein Sediment mit großer innerer Beweglichkeit entstand. Dagegen fanden die Schubkräfte eine gleichmäßigere, harmonischere Auswirkung in den weniger plastischen Kalken und Kalkschiefern. Es ist denn auch nur die reine Kalkfazies, die es ermöglicht, den Synklinalbau der ultrahelvetischen Serie an der Rengg zu erkennen, und es ist derselbe Kalkkomplex, der auch bei Därligen den Kern der Habkerndecke bildet. Er ermöglicht eine Schätzung der Kalkschiefer und des sicher tertiären Wildflyschs auf ca. 5—600 m Mächtigkeit. Zieht man noch die fraglich oberkretazischen Kalke hinzu, so ergibt sich als Gesamtmächtigkeit 650—750 m. TRIBOLET (11, 6) schätzte 1240 m. MOESCH aber äußerte sich bereits vorsichtiger und sagt: „Die ungewöhnliche Mächtigkeit von etwa 700 m, auf welche man die Schiefer von der Brunnialp bis zum Talgrunde zu schätzen geneigt ist, erweist sich erst als eine arge Täuschung, wenn man auch von der W-Seite her das Morgenberghorn untersucht hat und das ganz unerwartete Urgongewölbe unter den Leimernschiefern auftauchen sieht, wie es in Taf. XXIV, Fig. 7, von Lauenenalp dargestellt ist, dagegen an der O-Seite verborgen liegt."

Daß die Rengg tatsächlich eine schwach nach NW überkippte, noch fast aufrechte Synklinale darstellt, ist vom untern Obersuldtal aus gut zu beobachten, muß dagegen in der nordöstlichen Fortsetzung der Flyschzone infolge stärkerer Bedeckung durch Wald und Weide nur indirekt erschlossen werden.

Das Streichen des Ultrahelveticums läuft dem der Hutmaadantiklinale ziemlich genau parallel, ist vielleicht einige Grad mehr der N-S-Richtung angenähert. Jedenfalls ist die Abweichung unwesentlich.

Im Gebiete ADRIAN's entsprechen der Rengg und den Klippen des Engels und der Letze die Relikte der Habkerndecke des Knubel und bei Port.

N des Thunersees stellen der Habkernwildflysch und die tertiären Leimernschiefer von TERCIER (140, 12) ein Äquivalent für die tertiären Kalkschiefer und etwas Wildflysch ob Därligen und Leißigen dar, während die kretazischen Leimernschichten N des Sees den leimernähnlichen Kalken im Unterlauf des Holzenbach und an der Rengg entsprechen dürften.

Wie mündliche Besprechungen mit Herrn Dr. P. BECK zeigten, entspricht die Lagerung des Ultrahelveticums S des Thunersees genau derjenigen im Habkerngebiet. Sie dürfte demnach normal sein. Die Frage nach dem stratigraphischen Verband der fraglich oberkretazischen Kalke an der Rengg und bei Därligen möchte ich dabei offen lassen. Tektonische Verschleppung erscheint sehr wahrscheinlich, läßt sich aber nicht beweisen, da die Schubflächen im Flysch schwer festzustellen sind.

Hingegen sind alle Discocyclinen- und Nummulitenvorkommen unabhängig von tektonischen Vorgängen, d. h. es handelt sich hier keineswegs etwa um tektonisch eingeschleppte Nummulitenkalklinsen. Sowohl die Discocyclinen und Nummuliten führenden Kalkbrekzien als auch die vereinzelten, fossilführenden Sandsteinblöcke sind unzweifelhaft stratigraphische Einlagerungen im Ultrahelveticum.

Beiliegende, unter Verwertung der Arbeiten von ADRIAN (96) und BECK (88) aufgestellte Tabelle gibt die neue Auffassung über die Tektonik des Untersuchungsgebietes wieder.

Tektonische Parallelen.

Kandertal-Kiental	Kiental-Suldtal	Suldtal-Thunersee	N-Seite des Thunersees
Habkerndecke der Kienschlucht	Habkerndecke unterhalb Bütschi bei Scharnachtal	nicht aufgeschlossen	Teil der subalpinen Flyschzone (Bodmi)
Taveyannaz unter der Rafliweid	Taveyannazsandstein im Stinkhaldewald und Täsegraben	nicht aufgeschlossen	Taveyannaz von Merligen, Tanzbodenfluh, Dallenfluh, Oberzettenalp
Synklinale I—IV am Gerihorn	Standfluhgruppe (3—1) (exklusive Wetterlatte)	Kreide-Eozänserie des Birchenbergs	Beatenberg-Niederhorn (?Sigriswilergrat)
fehlt primär	Wetterlatte (4)	Kreide-Eozänserie der Gräberegg Buchholzkopf	Waldegg
Ultrahelveticum des Fahrnitales	Rengg Engelalpklippe Letzeklippe	Brunnialp-Därligen Gräberegg-Hornegg	Habkern, Leimern, Stirne
Synklinale 5 am Giesenengrat	fehlt primär oder infolge Abtragung	fehlt primär oder infolge Abtragung	fehlt primär oder infolge Abtragung
Bachfluh	Höchstfluh-Obersuldberg (5)	Hutmaad-Kohlgrubenwald	nicht aufgeschlossen
Armigenmulde	Mulde des Dreispitz (6/5)	Morgenberghorn-Hutmaadmulde	nicht aufgeschlossen
Armighorn	Dreispitz, oberer Teil (6)	Morgenberghorn, oberer Teil	Harder

Literaturverzeichnis.

A. Literatur über das Untersuchungsgebiet und vergleichend benutzte Literatur.

1. 1834 STUDER, B. Geologie der westlichen Schweizeralpen. (Mit einem geologischen Atlas.)
2. 1848 — Sur la véritable signification du nom de Flysch. Actes soc. helv. sc. nat. Solothurn, Bd. XXXIII, S. 33.
3. 1850 RÜTIMEYER, L. Über das schweizerische Nummulitenterrain, mit besonderer Berücksichtigung des Gebirges zwischen dem Thunersee und der Emme. (Mit 5 Tafeln.) Neue Denkschr. d. schweiz. natf. Ges. Bd. XI, S. 1.
4. 1853 STUDER, B. Geologie der Schweiz. Bd. II.
5. 1858 FISCHER-OOSTER, C. Die fossilen Fucoiden der Schweizeralpen, nebst Erörterungen über deren geologisches Alter (Mit 18 Tafeln.) N. Denkschr. d. schweiz. natf. Ges. Bd. XLIII.
6. 1867 STUDER, TH. Beiträge zur Geologie des Morgenberghorns. Mitteil. natf. Ges. Bern, S. 214. (Mit 1 Tafel.)
7. 1868 GÜMBEL, W. C. Beiträge zur Kenntnis der nordalpinen Eocängebilde. (Mit 4 Tafeln.) Abhandl. d. II. Cl. d. K. bayr. Akad. d. Wiss. Bd. X, Abt. II, S. 579.
8. 1869 STUDER, TH. Über Foraminiferen aus der alpinen Kreide. Mitteil. natf. Ges. Bern.
9. 1874 DE TRIBOLET, M. Dépôts erratiques de la rive sud du lac de Thoune et de la vallée de Saxeten. Bull. soc. sc. nat. de Neuchâtel.
11. 1875 — Geologie der Morgenberghornkette und der angrenzenden Flysch- und Gipsregion am Thunersee. (Mit 1 Tafel.) Zeitschr. d. deutschen geolog. Ges. Bd. XXVII, S. 1.
12. 1876 BACHMANN, J. Geologisches über die Umgebung von Thun (Mit Profiltafel.) Jahrbuch S. A. C. Jahrgang 11, S. 371.
13. 1878 MOESCH, C. Beobachtungen am Nordfuße der Morgenberghornkette. Verhandl. schweiz. natf. Ges., S. 94.
14. 1886 KAUFMANN, F. J. Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstraße und Linie Lungern-Grafenort. (Mit 1 Atlas von 30 Tafeln.) Beiträge, Lfg. 24, I.
15. 1887 MAYER-EYMAR, K. Systematisches Verzeichnis der Kreide und Tertiärversteinerungen der Umgegend von Thun nebst Beschreibung der neuen Arten. Beiträge, Lfg. 24, II.
16. 1890 SEUNES, J. Recherches géologiques sur les terrains secondaires et l'Eocène inférieur de la region sous-pyrénéenne du Sud-Ouest de la France. Thèse Sc. Paris, p. 201, 203 et 233.
17. 1891 MUNIER-CHALMAS. Etude du Tithonique, du Crétacé et du Tertiaire du Vicentin. (Avec 35 fig.) Thèse de doctorat, Paris 1891.
18. 1891 BEISSEL, J. Die Foraminiferen der Aachenerkreide. Abhandl. d. königl. preuss. geol. Landesanstalt. N. F. Heft 3.

19. 1892 SCHMIDT, C. Gutachten über die Preisschrift von H. Schardt: „Die Klippen und exotischen Blöcke im Flysch der Schweizeralpen". Erwähnt in: Eclogae, Bd. II, S. 499.

20. 1892 SARASIN, CH. Die Konglomerate und Breccien des Flysch in der Schweiz. Inaug. Diss. d. math.-nat. Fak. d. Kaiser Wilmelmsuniversität Straßburg und Neues Jahrbuch f. Min., Geol. und Pal., Beil. Bd. VIII, S. 180.

21. 1892 PERNER, J. Foraminifery Cesceho cenomanu. (Tabulemi I—X. A 6 Vyobrazenimi v textu.) Ceska Akademie Cisare Frantiska Josefa, Palaeontographica Bohemiae Nr. 1.

22. 1893 MOESCH, C. Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge des nordwestlichen Kartengebietes von Blatt XVIII, umfassend die Kientaleralpen usw. Beiträge, Lfg. XXI/2.

23. 1893 BURCKHARDT, C. Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrand der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee. (Mit 9 Tafeln.) Beiträge, Lfg. 32.

24. 1894 SARASIN, CH. De l'origine des roches exotiques du flysch. Arch. Sc. phys. et nat. Genève, 3ème pér., vol. XXXI, p. 570, et vol. XXXII, p. 67, fig. 6.

25. 1894 RENEVIER, E. et GOLLIEZ, H. Voyage géologique au travers des Alpes centrales et occidentales de la Suisse de Zurich à Lugano. Dans Livret-Guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse dédié au Congrès géologique international, p. 212. Publié par le comité d'Organisation en vue de la VIème session, à Zurich.

26. 1894 MOESCH, C. Geologischer Führer durch die Alpen, Pässe und Täler der Centralschweiz (Zürich).

27. 1894 — Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuß- und Kiental. (Mit 35 Tafeln und 1 Karte.) Beiträge, Lfg. XXIV/3.

28. 1895 HAUG, E. Sur les hautes chaînes calcaires de Suisse. Bull. soc. géol. de France, (3) t. XXXIII, p. 111.

29. 1896 OPPENHEIM, P. Das Alttertiär der Colli Berici in Venetien, die Stellung der Schichten von Priabona und die oligozäne Transgression im alpinen Europa. Zeitschrift d. D. geolog. Ges. Bd. 48, S. 27.

30. 1897 KOSSMAT, F. The Cretaceous Deposits of Pondicherry. Rec. of the Geological Survey of India, XXX, part. II, p. 97, pl. X, Fig. 11—12.

31. 1898 SCHARDT, H. Les regions exotiques du versant nord des Alpes suisses. Bull. soc. vaud. sc. nat. t. 34, p. 113.

32. 1897 — Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrand der Schweizeralpen. Eclogae V, S. 233.

33. 1897 BERTRAND, M. et GOLLIEZ, H. Les chaînes septentrionales des Alpes bernoises. (Avec 18 fig. dans le texte.) Bull. soc. geol. de France (3), t. XXV, p. 568.

34. 1899 HAUG, E. Les régions dites exotiques. Bull. soc. vaud. sc. nat.

35. 1900 SCHARDT, H. Encore les régions exotiques. Réplique à M. E. Haug. Bull. soc. vaud. sc. nat., vol. XXXVI.

36. 1900 FELLENBERG, KISSLING und SCHARDT. Lötschberg und Wildstrubeltunnel. Geologische Expertise. Mitteil. natf. Ges. Bern, S. 100.

37. 1900 DOUVILLÉ, H. Observations géologiques dans les environs d'Interlaken. Bull. soc. géol. de France, (3), t. XXVIII, p. 57.

38. 1900 OPPENHEIM, P. Die Priabonaschichten und ihre Fauna, im Zusammenhang mit gleichaltrigen und analogen Ablagerungen. Palaeontographica, Bd. XLVII.

39. 1901 LORENZ, TH. Südlicher Rhätikon. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.

40. 1902 LUGEON, M. Les grandes nappes de recouvrements. Bull. soc. géol. de France, (4), t. I, p. 723.

41. 1902 GERBER, ED. Vorläufige Mitteilung über das Eozän des Kientals. (Mit 1 Querprofil auf der Nordostseite des Kientals.) Eclogae, Vol. VII, Nr. 4, S. 301.

42. 1903 SCHLUMBERGER, CH. Troisième note sur les Orbitoides. (Avec Fig. A—F et tab. VIII—XII.) Bull. soc. géol. de France, (4), t. 3, p. 273.

43. 1903 DOUVILLÉ, H. Les Ralligstöcke et le Gerihorn. (Avec 3 tab.) Bull. soc. géol. de France, (4), t. 3, p. 193.

44. 1904 SCHLUMBERGER, CH. Quatrième note sur les Orbitoides. (Avec 6 fig. dans le texte et pl. III—IV.) Bull. soc. géol. de France, (4), t. 3, p. 273.

45. 1905 HELGERS, ED. Beiträge zur Geologie der westlichen Hänge des Lauterbrunnentales. (Mit 20 Fig. im Text und 4 Tafeln.) Diss. Bern.

46. 1905 HEIM, ARN. Die Frage nach der Herkunft der exotischen Blöcke im Flysch. Eclogae, Vol. IX, S. 45.

47. 1905 GERBER, ED. Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaleralpen. (Mit 28 Fig. im Text und 3 Tafeln.) Neue Denkschr. d. allg. schweiz. Ges. f. d. ges. Naturwissenschaften, Bd. XL, Abh. 2.

48. 1906 TOBLER, A. und BUXTORF, A. Berichte über die Exkursionen der schweiz. geolog. Gesellschaft in die Klippenregion am Vierwaldstättersee vom 12.—16. Sept. 1905. Eclogae, Vol. IX, Nr. 1, S. 19.

49. 1906 SARASIN, CH. et COLLET, L. W. La zone des cols dans la région de la Lenk et Adelboden. Arch. sc. phys. et nat. vol. XXII.

50. 1906 BALTZER, A. Das Berner Oberland und Nachbargebiete. Ein geologischer Führer. Berlin, Borntraeger 1906.

51. 1907 TORNQUIST, A. Vorläufige Mitteilung über die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone. Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss., Bd. XXX.

52. — LUGEON, M. Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. Eclogae, Vol. IX, No. 3.

53. — HEIM, ARN. Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch mit einigen Bemerkungen über die subalpine Nagelfluh. Eclogae, Vol. IX, Nr. 3, S. 413.

54. — — Gliederung und Fazies der Berrias-Valangiensedimente in den helvetischen Alpen. Vierteljahrsschrift d. natf. Ges. Zürich, Jahrgang 52, S. 484.

55. — BAUMBERGER, E., HEIM, A. und BUXTORF, A. Palaeontologisch-stratigraphische Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valangien-Hauteriviengrenze im Churfirsten-Mattstockgebiet mit einigen Bemerkungen über die Stratigraphie der analogen Schichten der Zentralschweiz von A. Buxtorf. Abhandl. d. schweiz. pal. Ges., Bd. 34, Nr. 2.

56. — BALTZER, A. Erläuterungen zur geologischen Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee in 1:50 000, von E. Gerber, E. Helgers und A. Troesch. (Mit 1 Profiltafel.) Erl. Heft Nr. 5 zur geol. Karte der Schweiz.

57. — — Zwei Querprofile durch das Aarmassiv und Berner Oberland nach der Deckenhypothese. (Mit 2 Profiltafeln, wovon eine koloriert.) Eclogae, Vol. X, Nr. 1, S. 150.

58. 1908 WEPFER, E. Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. (Mit 7 Fig., einer Karte und Taf. I—II.) Neues Jahrbuch für Min., Geol. und Pal. Beilage Bd. XXVII, S. 1.

59. — TORNQUIST, A. Noch einmal die Allgäu-Voralbergerflyschzone und der submarine Einschub ihrer Klippenzone. Verhandl. d. k. k. Reichsanstalt, Nr. 14.

60. — — Die Allgäu-Voralbergerflyschzone und ihre Beziehung zu den ostalpinen Deckenschüben. Neues Jahrbuch für Min., Geol. und Pal., Bd. I.

61. — HEIM, ARN. Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. Neues Jahrbuch f. Min., Geol. und Pal., Bd. II, S. 136.

62. — — Über das Profil von Seewen-Schwyz und den Fund von Habkerngranit im Nummulitengrünsand. (Mit 1 Tafel und einer Profilansicht.) Vierteljahrsschrift d. natf. Ges. Zürich, Jahrg. 53, S. 377.

63. — — Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Versuch zu einer Revision der alpinen Eozänstratigraphie. (Mit 8 Tafeln und 26 Fig. im Text.) Abhandl. d. schweiz. pal. Ges., Vol. XXXV.

64. — BUXTORF, A. Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen. Zeitschrift d. D. geolog. Ges. Bd. 60.

65. — BOUSSAC, J. Sur la distribution des niveaux et des facies du Mésonummulitique dans les Alpes. (1 carte schématique tirée à part.) C. R. Ac. Sc., vol. CXLVII, p. 1086.

66. — BERNET, E. La zone des cols entre Adelboden et Frutigen. (Avec 18 fig. et pl. IX.) Eclogae, Vol. X, Nr. 2, p. 213.

67. — BECK, P. Vorläufige Mitteilung über Klippen und exotische Blöcke in der Umgegend von Habkern. Mitteil. d. natf. Ges. Bern, S. 266.

68. — BALTZER, A. Der Bergsturz von Kiental. Eclogae, Vol. X, Nr. 1, S. 13.

69. — ARBENZ, P. Über Diploporen aus dem Schrattenkalk des Säntisgebirges. Vierteljahrsschrift d. natf. Ges. Zürich, S. 387.
70. 1909 LUGEON, M. Sur les relations tectoniques des Préalpes internes, avec les nappes helvétiques de Morcle et des Diablerets. C. R. d. séances de l'Acad. d. sc. Paris, t. 149, p. 321.
71. — LUGEON, M. Le Nummulitique de la nappe du Wildhorn entre le Sanetsch et la Kander. Eclogae, Vol. X, Nr. 6. p. 737.
72. — HELGERS, ED. Die Lohnerkette, eine geotektonische Skizze. (Mit 2 Tafeln.) J. K. Wyß, Bern 1909.
73. — HEIM, ARN. Sur le Nummulitique des Alpes suisses. (Mit 1 Tafel und 1 Fig.) Bull. soc. geol. de France, vol. IX, p. 24.
74. — — Über die Gesteinsverknetungen bei Iberg. Centralblatt f. Min., Geol. und Pal. Nr. 20, S. 631.
75. — GERBER, ED. Über Fazies und Deckenbildung zwischen Kiental und Lauterbrunnental. Mitteil. d. natf. Ges. Bern, S. 128.
76. — EGGER, J. G. Foraminiferen der Seewener Kreideschichten. Sitzungsber. d. kgl. bayr. Akad. d. Wiss. München.
77. — BOUSSAC, J. Observations sur le Nummulitique des Alpes suisses. (Avec pl. VI.) Bull. soc. géol. de France, (4), vol. IX, p. 179.
78. — — Les méthodes stratigraphiques et le Nummulitique alpin. Bull. soc. géol. de France, (4), t. IX, p. 20.
79. 1910 PAULCKE, W. Tertiär im Antirhätikon und die Beziehungen der Bündner Decke zur Niesenflyschdecke und der helvetischen Region. Centralbl. f. Min., Geol. und Pal. Nr. 17, S. 540.
80. — OPPENHEIM, P. Über die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen im Anschluß an das gleichlautende Werk von Arnold Heim. Centralblatt f. Min., Geol. und Pal. S. 243—249, 280—285.
81. — HEIM, ARN. Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe, I. Teil. Beiträge N. F. Lfg. 20. (Mit 89 Textfig. und Einlagen.)
82. — — Observations sur le Nummulitique des Alpes suisses. Bull. soc. géol. de France, t. X, p. 298.
83. — GERBER, ED. Die Standfluhgruppe, ein wurzelloses Schollengebirge. (Mit 13 Fig. und Taf. III.) Eclogae, Vol. XI, Nr. 3, S. 323.
84. — BOUSSAC, J. Nummulitique helvétique et Nummulitique préalpin dans la Suisse centrale et orientale. C. R. d. séances de l'Acad. des sc. Paris.
85. — BUXTORF, A. Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. (Spezialkarte Nr. 27a mit Profiltafel Nr. 27b.)
86. 1911 HEIM, ARN. Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. (Mit 2 Fig. und Tafel IV.) Beiträge N. F. Lfg. XXI.
87. — BECK, P. Über das Substratum der medianen Präalpen und seine Beziehungen zu den Habkern- und Bündnerdecken. Verhandl. d. schweiz. natf. Ges. in Solothurn, Bd. I.
88. — — Beiträge zur Geologie der Thunerseegebirge mit besonderer Berücksichtigung des Sigriswilergrates, des Beatenberges und des Harders. (Mit 1 Kartenskizze, 7 Tafeln und 31 Textfig.) Beiträge N. F. Lfg. 29.

89. — — Über den Bau der Berner Kalkalpen und die Entstehung der subalpinen Nagelfluh. (Mit 1 Tafel.) Eclogae, Vol. XI, Nr. 4, S. 497.

90. 1912 BOUSSAC, J. Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. (Avec 20 tab. et 181 fig. dans le texte.) Mém. p. s. à l'expl. de la carte geol. de la France.

91. — — Etudes palaeontologiques sur le Nummulitique alpin. (Avec 1 atlas et 9 fig.) Mém. carte géol. de la France, p. 337.

92. — BECK, P. Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faziesgebiet. (Mit 5 Fig. im Text und 4 Tafeln.) Eclogae, Vol. XII, S. 65.

93. 1913 SCHIDER, R. Geologie der Schrattenfluh im Kanton Luzern. Beiträge N. F. Lfg. 43.

94. — HELGERS, ED. Einige Bemerkungen zur Tektonik der Berner Kalkalpen. Geologische Rundschau Bd. 4, Heft 1, S. 7.

95. 1914 PARONA, C. F. Per la Geologia della Tripolitania. Atti della reale Academia delle Scienze di Torino, vol. L, disp. 1a, p. 36.

96. 1915 ADRIAN, H. Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland. (Mit 8 Tafeln und 12 Textfig.) Eclogae, Vol. XIII, Nr. 3, S. 238.

97. 1916 MOLLET, H. Über die stratigraphische Stellung der eozänen Glaukonitschichten beim Küblisbad am Thunersee. Mitteil. d. natf. Ges. Bern, S. 210.

98. 1917 ROLLIER, L. Über alpine Kreide und Nummulitenformation. Eclogae, Vol. XIV, Nr. 5, S. 669.

99. — GAGNEBIN, E. La tectonique des Pleiades et le problème du Wildflysch. Bull. soc. vaud. sc. nat. vol. 51, p. 124 et Arch. des sc. phys. et nat. de Genève, t. 44, p. 300.

100. — DOUVILLÉ, H. L'Eocène inférieur de l'Aquitaine et sa faune de Nummulites. C. R. Acad. sc., t. 165, p. 612.

101. — ARBENZ, P. Die vermeintliche Querverschiebung bei Interlaken. (Mit 1 Fig. im Text.) Mitteil. d. natf. Ges. in Bern.

102. 1918 DE LAPPARENT, J. Etude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. Mém. p. s. à l'expl. carte géol. de France.

103. — BUXTORF, A. Über die tektonische Stellung der Schlieren und Niesenflyschmasse. Verhandl. d. natf. Ges. Basel, Bd. XXIX, S. 270.

104. — — Über das mutmaßliche Vorhandensein jungkretazischer oder alteozäner Störungen (Verwerfungen) in den helvetischen Kalkalpen. Eclogae, Vol. XIV, Nr. 5, S. 663.

105. — ARBENZ, P. Geologisches Gutachten über Rohmaterialien für Zementindustrie in der Umgebung von Därligen (Thunersee). (Mit 1 Plan und 4 geolog. Profilen.) Manuskript.

106. 1920 ROLLIER, L. Sur les Faciès du Nummulitique dans les Alpes suisses centrales et orientales. Eclogae, Vol. XVI, Nr. 1, p. 134 et Verhandl. schweiz. natf. Ges. 1920, p. 205.

107. — LUGEON, M. Sur la géologie des Préalpes internes du Simmental. Eclogae, Vol. XVI, No. 1, p. 97.

108. — HEIM, ARN. Beobachtungen in den Préalpes internes. Eclogae, Vol. XV, Nr. 4, S. 473.
109. — BECK, P. Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Mit 2 Textfig. und 1 tabellar. Übersicht.) Eclogae, Vol. XVI, Nr. 1, S. 139.
110. 1921 OCHSNER, A. Geologie des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion. Diss. E. T. H. Zürich 1921.
111. — MOLLET, H. Stratigraphie der Schafmatt-Schimbergkette und ihrer Umgebung. (Mit 1 Tafel und 6 Textfig.) Beiträge N. F. Lfg. 47/III.
112. — HEIM, ALB. Geologie der Schweiz, Band II, Kapitel D: Das helvetische Deckengebirge, verfaßt von Arnold Heim.
113. — BECK, P. Über die Verschiedenheit der beiden Thunerseeufer in Bezug auf Bau und Fazies. Eclogae, Vol. XVI, Nr. 1, S. 109.
114. 1922 SCHOO, J. Zur Diagenese der alpinen Kreide. (Mit 27 Fig. im Text.) Inaug.-Diss. Zürich 1922.
115. — BECK, P. Über autochthone und allochthone Dislokationen in den Schweizeralpen und ihrem nördlichen Vorland. (Mit 1 Tafel V.) Eclogae, Vol. XVII, Nr. 1, S. 94.
116. 1923 VONDERSCHMIDT, L. Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. Beiträge N. F. Lfg. 50/I.
117. — ROLLIER, L. Supracrétacique et Nummulitique dans les Alpes suisses orientales. (Avec 12 fig. dans le texte.) Beiträge N. F. Lfg. 53/II.
118. — HEIM, ARN. Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal und das Problem der Kreidenummuliten. (Mit 1 Karte in 1:25 000, 1 Profiltafel und 23 Textfig.) Beiträge N. F. Lfg. 53/I.
119. — BÜCHI, O. Geologische Untersuchungen im Gebiete der Préalpes externes zwischen Valsainte und Bulle. (Mit 4 Tafeln und 1 geolog. Karte in 1:25 000.) Mém. soc. sc. nat. Fribourg, Vol. X, fasc. 1.
120. — ASTRE, G. Etude palaeontologique des Nummulites du Crétacé supérieur de Cézan-Lavardens (Gers). (Avec 1 fig. dans le texte et 1 tab. XII.) Bull soc. géol. de France, (4), t. XIII, p. 360.
121. 1924 MORET, L. et BLANCHET, F. Contribution à l'étude du Crétacé intraalpin (Alpes occidentales). (Avec 4 fig. et tab. XII.) Bull. soc. géol. de France, (4), t. XXIV, p. 312.
122. — HEIM, ARN. Das Problem der Kreidenummuliten in Ostschweiz und Voralberg. Geolog. Rundschau, Bd. 15, Heft 3.
123. — GOLDSCHMID, K. Beiträge zur Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe bei Interlaken. (Mit 1 Tafel.) Jahrbuch phil. Fak. II Univ. Bern, Bd. 4, S. 136.
124. — CORNELIUS, H. P. Zum Problem der exotischen Blöcke und Gerölle im Flysch des Allgäu. Jahrb. d. geol. Bundesanstalt Wien, Bd. 74, Heft 3 und 4.
125. 1925 UMBGROVE, J. H. F. Bijdrage tot de Kenntnis der Stratigraphie, Tektoniek en Petrographie van het Senoon in Zuid-Limburg. (Met de platten 18—23.) Diss. Leiden 1925.
126. — TERCIER, J. Sur la géologie de la Berra et l'emplacement originel du Flysch des Préalpes externes. Soc. fribourg. sc. nat., proc. verb. 30 avril.

127. — RICHTER, M. Die Fähnernmulde am Nordrand des Säntis und das Problem der Kreidenummuliten. Geolog. Rundschau, Bd. XVI, Heft 2.
128. — GERBER, ED. Geologie des Gurnigels und der angrenzenden subalpinen Molasse. (Mit 5 Textfig. und 1 Tafel.) Beiträge N. F. Lfg. 50/II.
129. 1926 ZUFFARDI-COMERCI, R. Foraminiferi del Senoniano della Tripolitania. Con due tavole. Bolletino del R. ufficio geologico d'Italia, Vol. LI, Nr. 12, p. 24.
130. — TERCIER, J. et GAGNEBIN, E. Compte-rendu de l'excursion de la société géologique suisse dans les Préalpes fribourgoises. (Berra-Moléson) les 1, 2, 3 septembre 1926. (Avec 1 pl. et 2 fig. dans le texte.) Eclogae, Vol. XX, Nr. 2, p. 259.
131. — TERCIER, J. Une zone de Wildflysch dans la partie méridionale de la chaîne de la Berra. (Préalpes externes.) Soc. fribourg. sc. nat., Proc. verb. 4 mars 1926.
132. — — Géologie de la Berra. Eclogae, Vol. XX, Nr. 2, p. 256.
133. — ARBENZ, P. Über Verbreitung und Bedeutung der tauchenden Falten in den helvetischen Alpen. (Mit 1 Textfig.) Eclogae, Vol. XX, Nr. 2, S. 241.
134. 1927 SCHNEEBERGER, W. Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersees. (Mit 22 Fig. und 2 Taf. im Text.) Mitteil. d. natf. Ges. in Bern.
135. — RICHTER, M. Das Problem des alpinen Wildflysch. Geolog. Rundschau, Bd. XVIII.
136. — PROTESCU, O. et MURGEANU, G. Géologie de la vallée de la Prahova. Assoc. p. l'Avancement de la géol. des Carpates. Deuxième réunion en Roumanie; Guide des excursions, p. 218.
137. — GOLDSCHMID, K. Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe bei Interlaken. (Mit 6 Fig. im Text und Taf. III und IV.) Mitteil. d. natf. Ges. Bern 1927.
138. 1928 TERCIER, J. Nouvelles observations géologiques dans la partie médiane de la chaîne du Gurnigel. (Préalpes externes.) Eclogae, Vol. XXI, No. 1, p. 17.
139. — — Géologie de la Berra. (Avec 5 fig. dans le texte et 1 planche.) Beiträge N. F. Lfg. 60.
140. — — Les faciès du Crétacé supérieur et du Nummulitique dans la région d'Habkern. Eclogae, Vol. XXI, No. 1, p. 12.
141. — LIECHTI, W. Geologische Untersuchungen der Molassenagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis. Beiträge N. F. Lfg. 61.
142. — CUSHMAN, J. A. Foraminifera, their classification and economic use. Cushman laboratory for foraminiferal research, special publication No. 1, Sharon, Massachusetts, U. S. A.
143. — BECK, P. Geologische Untersuchungen zwischen Spiez, Leißigen und Kien. (Mit 2 Tafeln.) Eclogae, Vol. XXI, Nr. 2, S. 295.
144. — ABRARD, R. Contributions à l'étude de l'évolution des nummulites. (Avec 1 fig. et 1 tab.) Bull. soc. géol. de France, (4), t. XXVIII, p. 161.

145. 1929 BORNHAUSER, M. Zur Frage der tektonischen Stellung des Krattigen-Gipses. Eclogae, Vol. XXII, Nr. 1, S. 87.

146. — — Geologische Untersuchung der Niesenkette. Mitteil. d. natf. Ges. Bern aus dem Jahre 1928 (Bern 1929).

Karten:

147. 1834 STUDER, B. Geologische Karte der westlichen Schweizeralpen. Maßstab 1:200 000. Im Atlas zur Geologie der westlichen Schweizeralpen (1).

148. 1853 STUDER, B. und ESCHER VON DER LINTH, A. Geologische Karte der Schweiz. Maßstab 1:380 000, 2. Auflage, von J. Bachmann.

149. 1887 KAUFMANN-BALTZER-MOESCH. Blatt XIII der geologischen Karte der Schweiz. Maßstab 1:100 000.

150. 1905 GERBER-HELGERS-TROESCH: Geologische Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee. 1:50 000. Beiträge, Spezialkarte Nr. 43 und 43a.

B. Lithologie, Sedimentpetrographie etc.

151. 1891 RENARD, A. F. et CORNET, J. Recherches sur la nature et l'origine des Roches phosphatées. Bull. Acad. Royal de Belg., 3 e ser., t. XXI, No. 2.

152. 1894 WALTHER, J. Einführung in die Geologie als historische Wissenschaft. Daraus bes. III: Lithogenesis der Gegenwart. Jena 1894.

153. 1900 KILIAN et HOVELAQUE. Album des microphotographies des roches sedimentaires. (Avec 69 tab.) Paris 1900.

154. 1903 LINCK, G. Bildung der Oolithe und Rogensteine. N. Jahrbuch f. Min. Beilage, Bd. XVI, S. 495.

155. 1910 DEBES, E. Zur Technik der Foraminiferenpräparation. (Mit 3 Taf. und 4 Fig. im Text.) Sitzungsber. natf. Ges. Leipzig, Bd. XXXVII, S. 3.

156. 1913 LINCK, G. Über den Chemismus toniger Sedimente. Geol. Rundschau, Bd. 4, S. 289.

157. 1914 SEEMANN, F. Leitfaden der mineralogischen Bodenanalyse nebst Beschreibungen der wichtigsten physikalischen Bodenuntersuchungen am gewachsenen Boden. (Mit 39 Textfig., 3 Taf. und 7 Mineralbestimmungstabellen.) Wien und Leipzig 1914.

158. — SALOMON, W. Über die Bildung dichter Kalke. Geol. Rundschau Bd. V, S. 478.

159. — ANDREE, K. Moderne Sedimentpetrographie, ihre Stellung innerhalb der Geologie, sowie ihre Methoden und Ziele. Geol. Rundschau Bd. V, S. 463.

160. 1916 MILNER, H. B. et PART, G. M. Methods in practical petrology. (Mit 6 Fig. im Text.) Cambridge 1916.

161. 1916 CAYEUX, L. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. (Avec. Atlas.) Paris 1916.

162. 1916/17 BLANCHET, F. Etude micrographique des calcaires urgoniens. (Avec 2 pl.) Trav. du lab. de Géol. de Grenoble, t. XI, p. 29.

163. 1917 ANDREE, K. Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geol. Rundschau, Bd. VII, S. 123 und S. 249.

164. 1918/19 ODEN, S. Über die Vorbehandlung der Bodenproben zur mechanischen Schlämmanalyse. Bull. of the geol. Inst. of the Univ. of Uppsala, Vol. XVI, S. 125.

165. 1919 ARBENZ, P. Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung. Vierteljahrsschrift natf. Ges. Zürich, Jahrgang 64, S. 246 (Heim-Festschrift).

166. 1920 BAKER, H. A. On the investigation of the mechanical composition of loose arenaceous sediments by the method of elutriation with special reference to the Thanet beds on the southern side of the London Basin. Geol. Mag., Vol. 57.

167. 1921 LARDEN, E. S. The microscopic determination of the nonopaque minerales. United States geol. Survey, Bull. 679.

168. — HOLMES, A. Petrographic methods and calculations. (Mit 83 Fig. im Text und 2 Taf.) London 1921.

169. 1922 MILNER, H. B. An introduction to sedimentary petrography. London.

170. 1874—1924 CAYEUX, L. Nouvelles données sur la glauconie, tirées de l'étude des formations crétacées traversées par le puits d'Harchies (Belgique). Libre jubilaire de la soc. géol. de Belgique, t. I, fasc. 1, p. 65.

171. 1924 DEVERIN, L. Etude lithologique des roches sédimentaires. Schweiz. min.-petr. Mitt., Vol. IV.

172. 1926 WIEGNER, G. Anleitung zum quantitativen agrikulturchemischen Praktikum. (Mit 33 Fig. im Text.) Borntraeger, Berlin 1926.

173. — ROSS, C. S. Methods of preparation of sedimentary materials for study. Economic géol., Vol. XXI, Nr. 5.

174. — MILNER, H. B. Supplement to an introduction to sedimentary petrography. London 1926.

175. 1926 GRENOUILLET, W. Schlämmanalytische Versuche an Sedimentgesteinen. (Mit 6 Tab. und 6 Textfig.) Schweiz. min.-petr. Mitt. Bd. VI, Heft 2, S. 278.

176. 1927 COX, E. P. A method of assigning numerical and percentage values to the degree of roundness of sand grains. Journal of pal., Vol. I, Nr. 3, p. 179.

Nachtrag:

177. 1928 MURGEANU, G. Note sur la présence de Nummulites elegans Sow. dans le Sénonien de Dosul Stânei. (Village de Pucheni, Muscel.) (Avec 1 fig. dans le texte et 1 pl.) Anuarul Institutului Geologic al României, Vol. XIII.

Erklärung der Abkürzungen:

Eclogae = Eclogae geologicae Helvetiae.
Beiträge = Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz.
N. F. = Neue Folge.

Inhaltsverzeichnis.

A. **Einleitung** Seite

1. Topographisch-geologischer Überblick 78
2. Ziel der Untersuchung 80
3. Historisches 81
4. Tektonische Übersicht 87

B. **Stratigraphie**

I. Wildhorndecke 89
Einleitung 89

Kreide:

1. Valangien 90
Valangien N-Fazies 90
Valangien S-Fazies 92
a) Valangienmergel 92
b) Unterer Valangienkieselkalk 93
c) Diphyoidesgruppe 94
d) Oberer Valangienkieselkalk 94
Zusammenfassung 95
2. Hauterivien 95
a) Hauterivien N-Fazies 95
b) Hauterivien S-Fazies 96
3. Barrémien 97
a) Barrémien N-Fazies 97
Drusbergschichten 97
Schrattenkalk 98
b) Barrémien S-Fazies 100
Drusbergschichten 100
Schrattenkalk 101
Zusammenfassung 102
4. Gault 103
5. Seewerkalk und Senonmergel 105
Zusammenfassung über 4. und 5. 107

Tertiär:

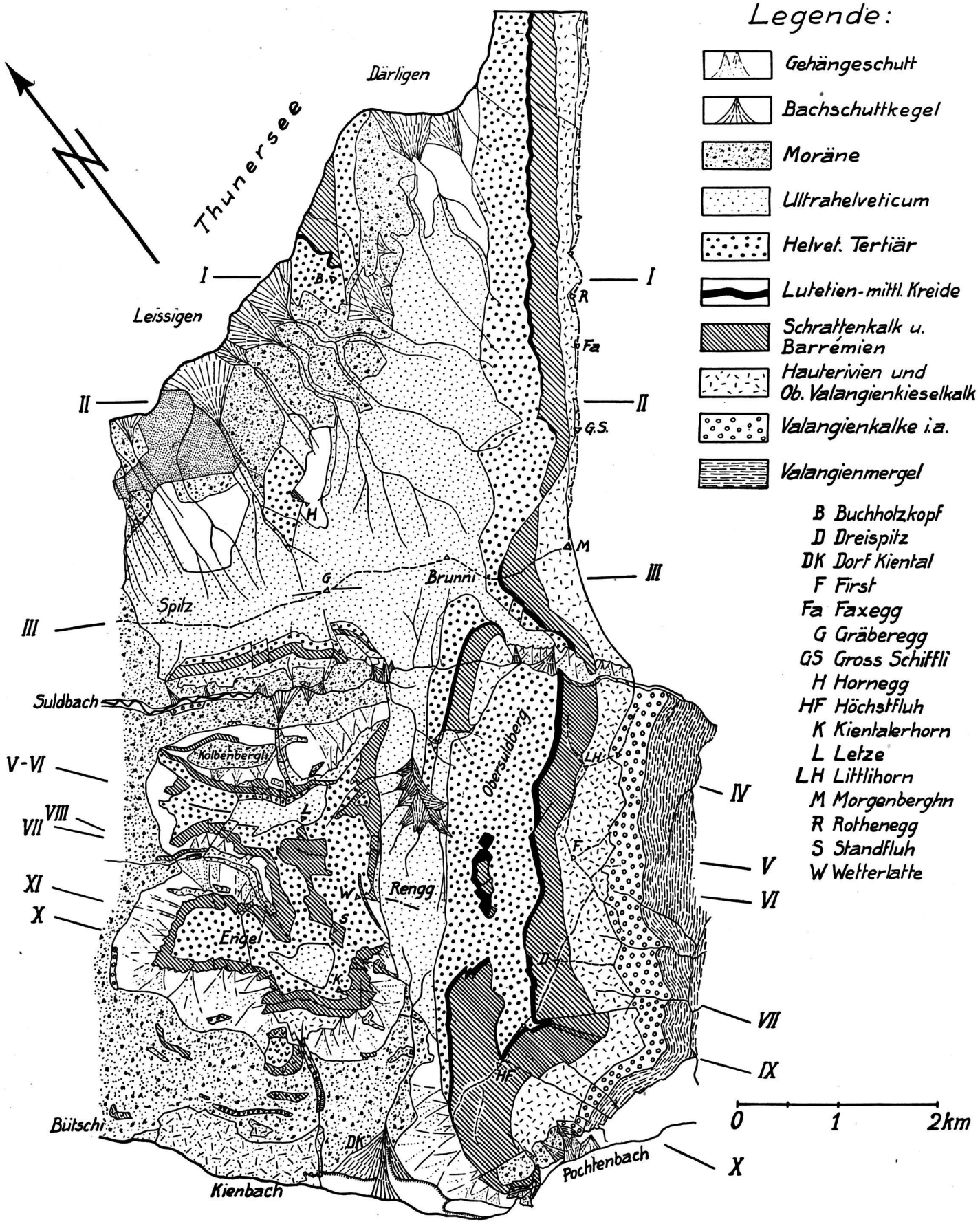
1. Lutétien 108
2. Auversien 110
a) Auversien N-Fazies 110
b) Auversien S-Fazies 114
3. Priabonien 116
a) Priabon N-Fazies 116
b) Priabon S-Fazies 117
Zusammenfassung über das Eozän der N- und S-Fazies . 118
Zusammenfassung über die faziellen Verhältnisse der helvetischen Schichtreihe und Vergleich mit den Nachbargebieten
a) N-Fazies 119
b) S-Fazies 121
Faziesschema 122

Seite

II. Stratigraphie des Ultrahelveticums 123
Historisches 123
II A. Fragliche Oberkreidekalke 124
II B. Tertiär 126
Überblick 127
1. Terrigen-detritischer Wildflysch 127
2. Gemischter Wildflysch 127
3. Mergelschiefer und Mergelkalke 128
a) Graue Mergel- und Kalkschiefer 129
b) Kalkbrekzien mit Nummuliten und Discocyclinen . 129
c) Stadschieferähnliche, graue Mergel 129
Lithologie des tertiären Ultrahelveticums
1. Mergelschiefer, Mergelkalke und Kalke . . . 130
2. Sandsteine, Brekzien und Konglomerate . . . 135
3. Exotica 142
a) Sedimentäre 142
b) Kristalline 142
Herkunft der Exotica 144
Alter des Flysches und der Leimernschiefer 145
Tabelle der ultrahelvetischen Foraminiferenfunde . . . 148
Das Problem der Kreidenummuliten 148
Schlierensandstein 154
Allgemeiner Charakter der Flyschsedimentation . . . 155
Tiefenverhältnisse der Flyschsedimentation 156
Sedimentpetrographisches 156

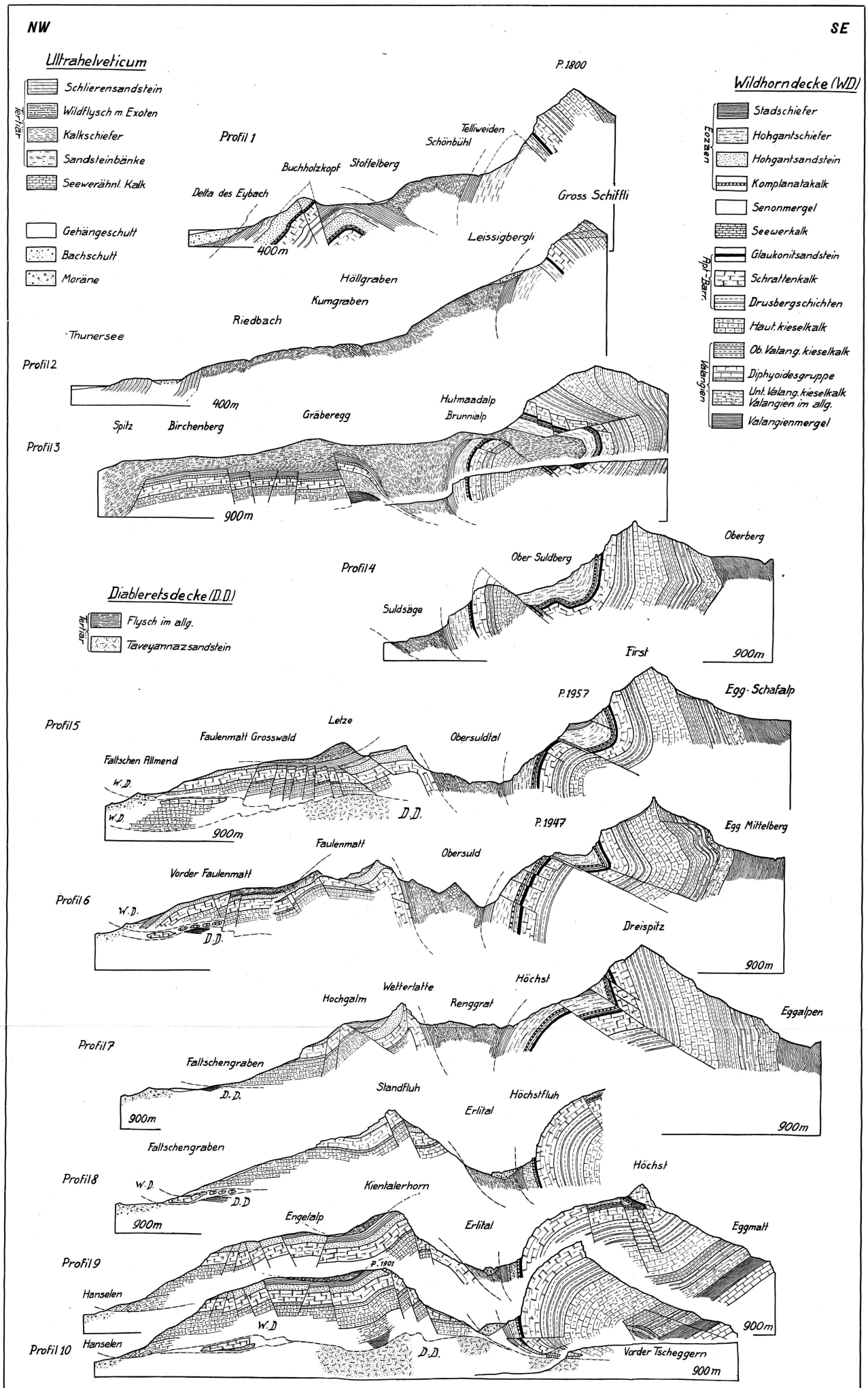
C. **Tektonik**

Einleitung 158
I. Wildhorndecke 160
a) Südregion 160
Die Dreispitzfalte 160
Die Hutmaadantiklinale 165
Zusammenfassung über die Tektonik der Südregion . . 171
b) Nordregion 171
Die Rengg-Brunnialpeinsenkung 171
Die Wetterlatte-Buchholzkopfantiklinale 172
Die Wetterlattesynklinale 178
Das Standfluh-Hochgalmgewölbe 178
Die NW-Abdachung der Wildhorndecke 181
Tektonische Parallelen nach NE und SW 183
Zusammenfassung über die Tektonik der Nordregion . . 185
Die Brüche der Wildhorndecke 186
II. Unterlage der Wildhorndecke 189
III. Ultrahelveticum 190
Übersichtstafel der tektonischen Parallelen 194
Literaturverzeichnis 195



Geologische Kartenskizze der
Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees

Aufgenommen von P. Liechti — Masstab 1:50 000



Querprofile durch die Dreispitz-Standfluhgruppe und die Flyschregion südlich des Thunersees

Aufgenommen von P. Liechti — Masstab 1:25 000