Rapport sur la séance extraordinaire des samedi et dimanche, 27 et 28 avril 1946, à Bâle : sujet traité le Flysch alpin

Autor(en): **[s.n.]**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **39 (1946)**

Heft 2

PDF erstellt am: **19.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-160779

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Vol. 39, N° 2. — 1946.

Rapport sur la Séance extraordinaire

des samedi et dimanche, 27 et 28 avril 1946, à Bâle, Institut de Géologie, Bernoullianum

Sujet traité: LE FLYSCH ALPIN

Samedi, 27 avril

Présidence de M. Léon W. Collet, Président.

A. *Rapports.*

10.45: W. Leupold. — 1. Stratigraphische Einteilung von Oberkreide und Alttertiär, auf mikro-paläontologischer Grundlage.
2. Der Flysch der NE-Schweiz.
3. Zur Faciesabwicklung des Flysches der Schweizer Alpen.

12.30: Déjeuner *ad libitum.*

14.30: L. Vonderschmitt. — 1. Flysch der Zentralschweiz.
2. Nomenklatur des Flysches.
3. Probleme des zentralschweizerischen Flysches.

J. Tercier. — 1. Le Flysch: Problèmes de sédimentation.
2. Les Flysch préalpins.

19.30: *Repas en commun à l'Hôtel Stadthof.*

Dimanche, 28 avril

Présidence de M. Louis Vonderschmitt, Vice-Président.

B. *Exposés détaillés.*

08.00: 1. J. Cadisch: Über den Flysch der Tasna-Decke (Unterengadin).
2. H. Jäckli: Paläogeographische Studien im tiefpenninischen Flysch des Domleschg und Schams.
3. P. Nänny: Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch.
4. M. Forrer: Über den Flysch der östlichen Wildhauser Mulde.
5. Aug. Lombard: Le Flysch du Niesen et ses rapports avec les autres Flysch.

C. *Brèves communications* ou *prises de date.*

1. L. MORNOD: Extensions et position de la Série de Cucloz, à la base du Niremont et des Pléiades.
2. R. A. SONDER: Zur Sedimentationsnorm des Flysches.
3. P. BIERI: Über die Ausbreitung der Simmendecke in den östlichen Préalpes romandes (Zusammenfassung einer Ende 1945 eingereichten Arbeit, siehe Eclogae geol. helv. 39/1, p. 25, 1946).

Séance levée à 13 h.

Une centaine de géologues, membres de la Société, assistèrent à cette importante séance. Les jeunes étaient en majorité et l'on nota la présence de plusieurs géologues du pétrole revenus des pays d'outre-mer.

M. AUG. BUXTORF, Président de la Commission géologique de la S.H.S.N., facilita le voyage à Bâle de certains collaborateurs à la Commission géologique en leur remboursant le prix du billet de chemin de fer. Qu'il en soit remercié ici.

M. LOUIS VONDERSCHMITT, Professeur, qui nous recevait à Bâle, s'occupa de notre bien-être, mit à notre disposition l'amphithéâtre de son Institut et exposa de belles collections de divers faciès du Flysch. Notre Président lui exprima notre gratitude, ainsi qu'à M. MANFRED REICHEL, Professeur de Paléontologie, qui exposa une série de modèles en plâtre de quelques Rosalines caractéristiques *(Globotruncana* et *Globorotalia)*. Ces modèles remarquables, en partie sectionnés, montraient l'orientation et l'aspect des coupes. De beaux agrandissements photographiques de coupes minces les accompagnaient.

Notre Comité avait espéré publier dans les *Eclogae* les nombreux travaux présentés à cette séance dans l'ordre du programme. Cela n'a pas été possible du fait de retards apportés à l'envoi des manuscrits. Ces retards proviennent de ce que certains orateurs avaient été chargés de rapports d'expertises géologiques importantes. Il était naturel, dans les temps actuels, que la géologie appliquée aux forces hydrauliques eut le pas sur la Science pure, dans l'intérêt du pays. Ainsi les travaux seront imprimés dans l'ordre de présentation des manuscrits au Rédacteur des *Eclogae* et porteront la mention: *Séance du Flysch, Bâle, avril 1946.*

Que tous ceux qui ont contribué à la réussite de cette importante séance, rapporteurs, auteurs et organisateurs, en soient remerciés ici.

Nous avons entendu des rapports remarquables et des exposés précis. Que les brillants orateurs n'oublient pas que les paroles les plus belles s'envolent et que seuls les écrits restent, contribuant ainsi à faire avancer la Science.

Genève, 13. XII. 1946.

Le Président:

LÉON W. COLLET.

1. — Joos Cadisch (Bern): **Über den Flysch der Tasna-Decke (Unterengadin).**

Wer das alte schöne Blatt XV, Davos-Martinsbruck, der geologischen Dufourkarte betrachtet und seinen Blick von der Prätigauer Schieferbucht über die Silvretta nach dem Unterengadiner Fenster gleiten lässt, stellt mit einigem Erstaunen fest, dass der Geologe G. Theobald die Schiefer des Westens als Bündnerschiefer, die des Ostens als Allgäuschiefer bezeichnet. Dies geschah, obschon — wie im Text gesagt wird — sich die Gesteine „vollkommen ähnlich" sehen. Man geht wohl nicht fehl, die Ursache dieser Inkonsequenz in der Abgeschlossenheit der „Engadiner Schiefer" zu suchen, welche der Erforschung auch heute noch erhebliche Schwierigkeiten bereitet.

In späterer Zeit, während der Jahre 1900 bis 1914, stellten sich Hemmnisse ein, die weniger durch den Gegenstand der Forschung als durch die Einstellung der Wissenschafter bedingt waren. Die einen Geologen brachten ein völlig unbrauchbares Deckenschema an ihre Arbeitsstätte mit, während den andern die unnachgiebig verfochtene Auffassung, dass im Unterengadin ein randlich überwalltes Senkungsfeld vorliege, den klaren Überblick verunmöglichte. Mit dieser Feststellung soll der Wert der vielen richtigen Einzelbeobachtungen, welche der neueren Erforschung zugutekamen, keineswegs herabgemindert werden.

Die Serien des von einem heterogen beschaffenen oberostalpinen Fensterrahmen eingefassten Fensterinnern können heute in aller Kürze wie folgt charakterisiert werden.

1. Die basalen Bündnerschiefer, welche weit über zweitausend Meter mächtig sind, liessen sich bis dahin nicht stratigraphisch gliedern. Als einzige in dieser Serie bis dahin festgestellte Fossilien sind Radiolarien zu erwähnen, welche W. Hammer (4) am Grate zwischen Val Sampuoir und Samnaun fand. Am Piz Mondin ist der basalen Schiefermasse eine mehrere hundert Meter starke Lage diabasischen Gesteins einigermassen konkordant eingelagert. Der ganze basale Schieferkomplex kann nur als penninisch betrachtet werden.

2. Die Schuppenzone von Champatsch lässt sich von Fetan über Alp und Piz Champatsch in die Piz Roz-Gruppe, nach dem Piz Ot und Munt da Cherns in die benachbarten Tiroler Berge verfolgen. Dünne Lagen von Diabas und Grünschiefer, von Triasdolomit und Radiolarit kennzeichnen jeweilen die Basis der vorwiegend aus flyschähnlichen Kalkschiefern aufgebauten Schuppen. Mit W. Paulcke (10) stellen wir vorläufig die aus Hauptdolomit, Rhaet, Lias, sowie fraglichem Dogger und Malm bestehende Serie der Stammerspitze in diese Einheit, welche am ehesten der Sella–Platta-Decke des Oberengadins entspricht.

3. Die Tasna-Serie erfüllt den ganzen restlichen Raum bis an den oberostalpinen Fensterrahmen. Ihre Schichtfolge umfasst Tasna-Altkristallin, Verrucano, Triasdolomit, Liaskalke mit Arieten, Malmkalk und eine vollständige Kreideserie, die weitgehend in Flyschfacies entwickelt ist. Serpentine treten in grossen Massen an der Deckenbasis auf, während diabasische Gesteine der oberen Kreide primär eingelagert sind. Die Tasna-Decke entspricht tektonisch der Falknis–Sulzfluh-Decke und der Aroser Schuppenzone Mittelbündens, d. h. dem Unterostalpin.

Obschon die ganze Tasna-Kreide vom Neokom bis zur Oberkreide orogenen Einschlag aufweist, haben wir dennoch, die Gliederung der Falknis-Serie durch D. Trümpy zugrundelegend, nur die jüngsten Bildungen als Flysch bezeichnet,

nämlich die über den Couches rouges, d. h. den Foraminiferenkalk- und -mergelschiefern liegende, im Tasnatal mehrere hundert Meter mächtige Serie sandig-kalkiger und toniger Gesteine. Die seit 1926 (2) gebrauchte Bezeichnung Flysch bzw. Wildflysch mag als etwas eng gefasst erscheinen, wenn wir berücksichtigen, dass derselbe orogene Einfluss sich auch in tieferen Horizonten intensiv bemerkbar macht und dass wir Vergleiche mit andern Regionen anzustellen haben, deren unter- und oberkretazische Sedimente als Flysch bezeichnet werden. Wir ziehen deshalb heute vor, den Begriff Flysch mehr faciell zu gebrauchen, und zwar für orogene Bildungen, welche während einer ganzen Anzahl Phasen der alpinen Gebirgsbildung entstanden sind.

Wir beschränken uns im folgenden auf die lithologisch-stratigraphische Kennzeichnung des Tasna-Flysches i. w. S. zweier Gebiete, die wir im Auftrage der Geologischen Kommission der SNG eingehend untersuchten und kartierten, und zwar 1. des westlichen Fensterrandes von Ardez bis ins Val Fenga und 2. der nördlichen Samnauner Alpen.

In der südwestlichen Fensterbucht bei Ardez folgen über den Kalkschiefern und Sandkalken des Neokoms, welches sich nur durch seine Stellung in der Schichtfolge von jüngerem Flysch unterscheiden lässt:

1. Tristel-Schichten, von Urgo–Apt-Alter, vorwiegend kalkige und spätige, oft feinbrecciöse hell anwitternde Gesteine, an deren Basis bei Tantersassa (Koord. 810,9/185,4) eine grobe, granitführende Breccie auftritt.

2. Gault, quarzitische und sandige, schwach eisenhaltige Gesteine, die nach oben kalkiger werden. Im Hangenden einige Meter schwarze tonige Schiefer.

3. Couches rouges. Meist graue, seltener rote oder grüne Flaserkalke und Mergelschiefer, reichlich Foraminiferen führend.

4. Als Flysch s. str. bezeichnen wir einen mächtigen Komplex vorwiegend feinkörniger toniger bis kalkiger Schiefer mit sandigen und quarzitischen Lagen. An der Basis und in höheren Niveaus treten grünliche tonig-mergelige Schiefer auf, welche dem „Senon" der Falknis-Decke entsprechen. Nach oben dominieren dunkle tonigmergelige bis kalkige Schiefer, die den nach W. Leupold (7) senonen Mergelschiefern am Ausgang der Tamina-Schlucht sehr gleichen. Globigerinen sind im Gestein selten erhalten geblieben, häufig sind darin Lagen, welche massenhaft calcifizierte Spongiennadeln enthalten. Am Fil da Tuoi (802,2/189,2) sind diesem Flyschschiefer mehrere Lagen unzweifelhaften Radiolarites eingeschaltet. Primär eingelagert sind weiterhin Ophiolithe, und zwar diabasische Felsarten, mit denen auch Serpentin und Gabbro vorkommt.

Gehen wir aus der Gegend von Ardez einige Kilometer weit nach Norden, ins Val Tasna hinein, so stellen wir starke facielle Änderungen fest. Bei Valmala (810,75/188,85) transgrediert das Urgo-Apt auf eine dünne Lage von Granit. Die Transgressions-Arkose geht nach oben in normalen, Milioliden und Salpingoporellen führenden Spatkalk über. Im Gault treten beidseitig des Tasnan nur sporadisch polygene Konglomerate auf. Dagegen zeigt die Couches rouges-Serie mächtige Konglomerat- und Breccienlagen. An der Fuorcla Minschun (P. 2848, Koord. 813,25/189,85) liegen Granitkomponenten von bis vier Meter Länge im basalen Transgressionsgestein, welches nach oben in globigerinenführende Flaserkalke übergeht. Die Psephite können nur in Nähe einer Granitschwelle nach einer bedeutenden Reliefverstärkung entstanden sein.

Noch stärker akzentuierte Sedimentations-Verhältnisse setzen mit Beginn der Ablagerung des Flyschs s. str. ein. Von normalen Couches rouges führt verschiedenenorts ein rascher Übergang zunächst zu wenig mächtigen Arkosen, Breccien und Konglomeraten (P. Minschun-Ostseite, 2890 m, Heidelberger Hütte

in Val Fenga) und weiterhin zu reichlich organische Substanz führenden dunkelgrauen und schwarzen Kalk- und Tonschiefern. Auf eine Strecke von ungefähr zweieinhalb Kilometer verteilt finden wir im hinteren Val Tasna (Chaschlogna–Spiaina) an der Flyschbasis eine ganze Anzahl eingerutschter und einsedimentierter Schollen von Tasna-Kristallin, Triasdolomit und Steinsberger Liaskalk. Die längste, hauptsächlich aus Granit bestehende Scholle weist gegen 500 m Länge auf. Zweifellos spielte auch hier ein unterostalpiner Granitrücken die Rolle des Schuttlieferanten. Es muss in diesem Zusammenhang noch ein weiteres, ähnliches Kristallin-Vorkommen Erwähnung finden. Auf der Südseite des Piz Minschun, am „Pal" genannten Felskopf (813/189,4) liegt ein gegen 100000 m² grosses Vorkommen von Augengneis und andern kristallinen Schiefern mit Andalusitführung dem Tasna-Flysch eingelagert, welches von P. SPAENHAUER (14) als Silvretta-Kristallin bezeichnet wurde. Da kein Grund vorliegt, diese Feststellung anzuzweifeln, müssen wir mit der Möglichkeit rechnen, dass die Silvretta-Decke schon in die Nähe des Tasna-Decken-Sedimentationsraumes vorgewandert war, als der Flysch abgelagert wurde. Weiteren Einblick in die Sedimentationsverhältnisse gewährt das benachbarte Gebiet N und NW des Mot del hom von Fetan, wo wir uns noch in derselben Flyschschiefermasse befinden. Am Hang gegen das Tasna-Tal liegt hier der Kontakt zwischen Altkristallin und Flysch unter Moräne verborgen. Aus diesem Schutt schaut an einer Stelle (812,3/188,35) verrucanoartiger Schiefer und Quarzit sowie dem Liaskalk gleichendes Gestein heraus. In der östlichen Fortsetzung finden sich ähnliche Sedimente, so Quarzite, dolomitische und kalkige Schichten, welche wir alle als Transgressionsprodukte, d. h. als aufgearbeitetes mesozoisches und paläozoisches Material betrachten müssen. Mit dieser Beobachtung steht die Feststellung ähnlicher Bildungen in den basalen Flyschlagen in Einklang. Lagen von Arkose und Triasdolomitbreccie wechseln dort (811,85/188,3). Solche Gesteine könnte man als Pseudoverrucano, Pseudotrias usw. bezeichnen. Sie finden sich in analoger Weise an der Couches rouges-Basis und sind von früheren Autoren mit echtem Verrucano (Servino) Triasdolomit u. a. m. verwechselt worden. Ähnliche Verhältnisse haben auch andernorts zu Trugschlüssen Anlass gegeben. So erwähnt P. SOLOMONICA (13) aus dem Höllensteinzug SW von Wien aus den Gosauschichten „Blockbreccien", die früher als Hierlatzkalk beschrieben wurden.

Was das Alter des Flyschs s. str. anbelangt, so schliessen wir aus der Tatsache, dass die liegenden Couches rouges *Globotruncana lapparenti* BROTZEN und insbesondere die Subspecies *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI führen, welche vom Turonien bis ins Campanien hinaufgehen, dass wahrscheinlich ebenfalls noch Senon vorliege. Tertiär ist bis dahin nirgends nachgewiesen worden.

Im Samnaun konnten wir die Tasna-Serie mit Sicherheit feststellen. Die Tasnakristallin-Unterlage ist dort in der oberen Alp Trida (822/206,72) und in der Alp bella (824,2/207,5) nur noch durch wenige Meter mächtige Schubfetzen vertreten. Aufschlüsse von Verrucano, Triasdolomit und -Gips, Radiolarit und Grüngestein lassen die Deckenbasis erkennen. Lias durchzieht in Gestalt gewaltiger Walzfalten den Kreideflysch. Während die Tristelschichten noch die typische Mikrofauna enthalten (*Salpingoporella mühlbergii* (Lor.), *Milioliden*, *Orbitolinopsis*), sind die Foraminiferen der Couches rouges wie die Radiolarien des Radiolarits nur noch als undeutlich konturierte helle Flecken zu erkennen. Feinbrecciöse Lagen der Couches rouges sind nur schwierig von Tristelbreccien zu unterscheiden. Der hangende Flysch s. str. ist als jüngstes Schichtglied am besten zwischen Alp Trider–Eck (P. 2607) und dem Äusseren Videreerjoch (2740) aufgeschlossen. Er besteht aus rauh anwitternden sandigen und quarzitischen

Schiefern, gegenüber welchen Kalk- und Tonschiefer zurücktreten. Die Ophiolithe sind diesem Flysch primär eingelagert; als Kontaktprodukte treten Ophicalcite auf.

Vergleich mit Schichtfolgen anderer Gebiete.

In erster Linie kann festgestellt werden, dass die Übereinstimmung zwischen jüngeren Schichtgliedern der Tasna-Serie und der Falknis-Decke des Raetikon- und Plessurgebirges eine sehr grosse ist. Ein Unterschied besteht insofern, als im Fenster die Zufuhr altkristallinen Grobschuttes eine bedeutendere war und die Flyschtransgression bis auf das Grundgebirge reicht. Die normalen, d. h. psammitischen und pelitischen Flyschsedimente zeigen keine wesentliche Differenz.

Die neueren erfolgreichen Untersuchungen von Fr. Roesli (12) erlauben uns, neuerdings die Verwandtschaft von ober- und unterengadinischen Serien zu betonen. Die oberkretazischen Bildungen des Murtirölgebietes bei Zuoz — Couches rouges und Flysch mit *Globotruncana apenninica* Renz — zeigen ähnliche Facies wie unsere etwas jüngere Oberkreide; der orogene Einschlag tritt am Murtiröl zurück. Die mittlere Kreide fehlt dort. Wir befinden uns in einem Sedimentationsraum, dem im Westen eher die Aroser Schuppenzone entspricht. Ähnliches gilt für die Zone von Samaden, wo die Oberkreide in der Err–Bernina-Decke bis über die Trias transgrediert.

Vor schwierige Probleme sehen wir uns gestellt, wenn wir nach der nördlichen Fortsetzung der Tasna-Serie fragen. Ist dieses tektonische Element unter den gewaltigen Gneismassen der Silvretta- und Oetztal-Decke, unter der Grauwackenzone und den Kalkalpen-Decken auch vorhanden? Findet sich die Fortsetzung in der ostalpinen Flyschzone?

Man mag über die tektonische Zugehörigkeit der Vorarlberger und Allgäuer Flysch-Decken noch so verschiedener Ansicht sein, so wird man doch zugeben müssen, dass die lithologisch-stratigraphische Verwandtschaft von Sigiswanger- und Oberstdorfer-Decke mit der Tasna-Serie eine auffällige ist. Hier wie dort ist das Urgo-Aptien nachgewiesen. Die glaukonitische mittlere Kreide zeigt beiderorts sehr ähnliche Ausbildung. Die an der Gaultbasis im Allgäu von H. J. Blüher (1) verzeichneten roten Schiefer sollen nach E. Kraus nur lokal entwickelt sein. Der „Reiselsberger Sandstein, welchen verschiedene Autoren an die Cenomanbasis stellen, könnte unserem oberen Gault entsprechen. Weiterhin sind unsere Couches rouges zweifellos mit Gesteinen der „Zementmergelserie" zu parallelisieren, die in neuerer Zeit in die heteropen sandigen Piesenkopf-Schichten und die sog. Leimern-Schichten faciell gegliedert wurde.

Ob unser Flysch s. str. dem Alter nach auch noch einem Teil der lithologisch gleichartigen Piesenkopf-Schichten entspricht, können wir nicht entscheiden.

Auffällig ist sodann auch das analoge Auftreten „exotischer" Gerölle (Granit-Quarzporphyr, Gneis usw.) in den Vorarlberger Kreideserien. Das polygene Material tritt auch in Horizonten der tiefern, von allen Autoren ins Ultrahelvetische gestellten Serien auf. C. W. Kockel (5), E. Kraus (6), P. Schmidt-Thomé und A. Custodis (3) sahen sich veranlasst, eine ganze Anzahl von Granitrücken anzunehmen, von welchen dieser Grobschutt stammen sollte. Sie vertraten damit eine ähnliche Auffassung, wie sie M. Lugeon (9) schon 1916 für die Deutung der Herkunft des Habkern-Granites geäussert hatte.

Die Übereinstimmung der Schichtfolgen von Sigiswanger- und Oberstdorfer-Decke einerseits und Tasna-Decke andererseits ist so gross, dass wir benachbarte Ablagerungsräume annehmen können. Ob wir die Flysch-Decken als hochpenni-

nisch oder als unterostalpin bezeichnen, ist belanglos. Erheblich mehr Bedeutung kommt der Frage nach dem Zusammenhang oder Nichtzusammenhang des bündnerischen Penninikums mit den nunmehr erwähnten Einheiten zu. Wenn wir einerseits W. LEUPOLD (8) in der Annahme folgen, dass der hochhelvetische Flysch nach Süden hin in den penninischen Flysch (Sardona-Flysch–Prätigau-Flysch) übergehe und wenn wir andererseits mit M. RICHTER (11) und seiner Schule die höheren Flysch-Decken über das Fenster von Nüziders (bei Bludenz) mit der Falknis-Decke verbinden, so sind wir zur Folgerung gezwungen, dass durch den gewaltigen Vorschub der Kalkalpen-Decken der Zusammenhang innerhalb der penninischen und unterostalpinen Kreideserien weitgehend gestört und ein Teil derselben nach Norden mitverfrachtet wurde, während der andere im Zusammenhang mit älteren Schichtgliedern im Süden zurückblieb.

Zitierte Literatur.

1. BLÜHER, H. J.: Molasse und Flysch am bayerischen Alpenrand zwischen Ammer und Murnauer Moos. Abh. d. Geol. Landesuntersuch. a. Bayer. Oberbergamt, 16. Heft 1935.
2. CADISCH, J.: Wildflysch im Unterengadiner Fenster. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 71, 1926.
3. CUSTODIS, A., und SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. Neues Jahrb. für Min. usw. Beil. Bd. 80, Abt. B, 1939.
4. HAMMER, W.: Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Jb. k.k. Geol. Reichsanstalt, 64, 1914.
5. KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 1922.
6. KRAUS, E.: Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der nordalpine Kreideflysch, Teil II. N. Jahr. f. Min. usw. Beil. Bd. 87, Abt. B, 1942.
7. LEUPOLD, W.: Die Flyschregion von Ragaz. Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. 1938 und Ergebnisse neuer Untersuchungen im Glarner Flysch. Ecl. Geol. Helv. 31, 1938.
8. LEUPOLD, W.: Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. Ecl. Geol. Helv. 35, 1942.
9. LUGEON, M.: Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. Ecl. Geol. Helv. 14, 1916.
10. PAULCKE, W.: in Abschnitt „Unterengadin" des „Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Geol. Vereinigung, Leipzig 1913.
11. RICHTER, M.: Die deutschen Alpen u. ihre Entstehung. Berlin 1937.
12. ROESLI, FR.: Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. Ecl. Geol. Helv. 37, 1944.
13. SOLOMONICA, P.: Zur Geologie der sog. Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. Mitt. Geol. Ges. Wien, 27, 1934.
14. SPAENHAUER, F., BEARTH, P., CADISCH, J., WENK, ED.: Geol. Atlas d. Schweiz, Bl. 420, Ardez, mit Erläuterungen. 1940.

---

2. — HEINRICH JÄCKLI (Zürich): **Paläogeographische Studien im tiefpenninischen Flysch des Domleschg und Schams.**[1]) Mit 3 Textfiguren.

I. Einleitung.

Der grösste Teil der aussergewöhnlich mächtigen Bündnerschiefermassen zwischen dem Ostende des Gotthardmassivs einerseits und der Stätzerhornkette anderseits wird als Sedimentmantel der Adula-Decke betrachtet, der bei der

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

Gebirgsbildung von seiner kristallinen Unterlage abgeschert, nach Norden verfrachtet und in sich stark verschuppt worden ist. Die oberste dieser Bündnerschieferschuppen ist der Tomüllappen. Hier folgen über einer rund 2000 m mächtigen Bündnerschieferserie, die wahrscheinlich eine Série compréhensive vom Lias bis zur mittleren Kreide darstellt, etwa 200 m grobdetritische Sedimente mit Konglomeraten und Breccien, die wir als „Flysch der Adula-Decke" bezeichnen. Von diesem Flyschpaket, das vom Rheinwald über oberes Safiental und Bruschghorn in den Beverin zieht — wo diesen Gesteinen erstmals von R. STAUB der Name Flysch gegeben wurde — und von dort über das Schams und die Muttnerhöhe ins Albulatal und durch die Stätzerhornkette bis nach Parpan verfolgt werden kann, soll hier insbesondere die Rede sein. Es streicht nach NW in die Luft aus und fällt gegen ESE mit ca. 16—18° unter die Schamser-Decken bzw. den hochpenninischen Flysch in der Stätzerhornkette ein.

Der Flyschkomplex beginnt mit einem kalkreichen, groben Basiskonglomerat, das erstmals von P. ARBENZ am Culmet in der Stätzerhornkette aufgefunden worden ist. Darüber folgen tonige Kalkschiefer mit meist mittelfeinen, oft eckigen Dolomitbreccien, dann tonärmere, grobbankige Kalkschiefer und dunkle, sandige Kalke, ebenfalls dünne Breccienbänke führend. Den Abschluss bilden schliesslich quarzreichere Schiefer mit vereinzelten Bänken verschieferter Sandsteine; feine Breccien fehlen aber auch hier nicht.

Einer faziellen und paläogeographischen Zuordnung dieser Flyschplatte stellen sich nun aber wesentliche Hindernisse in den Weg: Es sind dies einerseits der hohe Grad der Metamorphose aller Flyschschichten, anderseits die Fossilleere, die wohl grösstenteils wieder durch die Metamorphose bedingt ist. Auch die heute beobachtbaren Mächtigkeiten bzw. ihre Schwankungen, sind wahrscheinlich weitgehend tektonisch bedingt und lassen vorderhand auf die primären Ablagerungsverhältnisse keine zwingenden Schlüsse zu.

Unter diesen Umständen sind wir vorwiegend auf sedimentpetrographische Studien angewiesen, nämlich auf Geröllstudien in den Psephiten und Schwereminerallunterlsuchungen in den Psammiten, um über Fazies und Paläogeographie dieser Flyschablagerungen wenigstens einige, wenn auch sehr bescheidene Auskünfte zu erlangen.

II. Geröllunterlsuchungen.

Beschäftigen wir uns kurz mit den Geröllunterlsuchungen im Basiskonglomerat. Neben sehr zahlreichen qualitativen Beobachtungen wurden an den folgenden 6 Lokalitäten auch quantitative Auszählungen der Gerölle durchgeführt, deren Ergebnisse auf Fig. 1 und 2 als numerierte Kurven dargestellt sind:

1. Crap östlich Curtginatsch.
2. P. 2425, hinterstes Carnusatal.
3. Piz Beverin N-Grat.
4. Valvins unter Lohn.
5. Summapunt westlich der Via Mala.
6. Heidbühl westlich Parpan.

Die Geröllgrösse (siehe Fig. 1) wurde in 4 Klassen berücksichtigt, nämlich 1—5 cm, 5—10 cm, 10—30 cm und grösser als 30 cm.

Es fällt auf, wie sich die Grössenverteilung der Gerölle überall etwa in ähnlichen Grenzen bewegt, obschon die Lokalitäten Dutzende von Kilometern aus-

einander liegen. Eine gesetzmässige Abnahme der Geröllgrösse nach SW oder NE lässt sich nicht nachweisen. Da unsere Flyschzone ungefähr in einem SW—NE-verlaufenden Streifen aufgeschlossen ist, müssen wir demnach annehmen, dass die Geröllschüttung ungefähr senkrecht dazu, also aus NW oder SE, erfolgte. Im Westschams haben die nordwestlich gelegenen Zählungen 2 und 3 eine etwas geringere Korngrösse ergeben als jene weiter im SE, nämlich 1, 4 und 5, woraus mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit auf eine Schüttung aus SW geschlossen

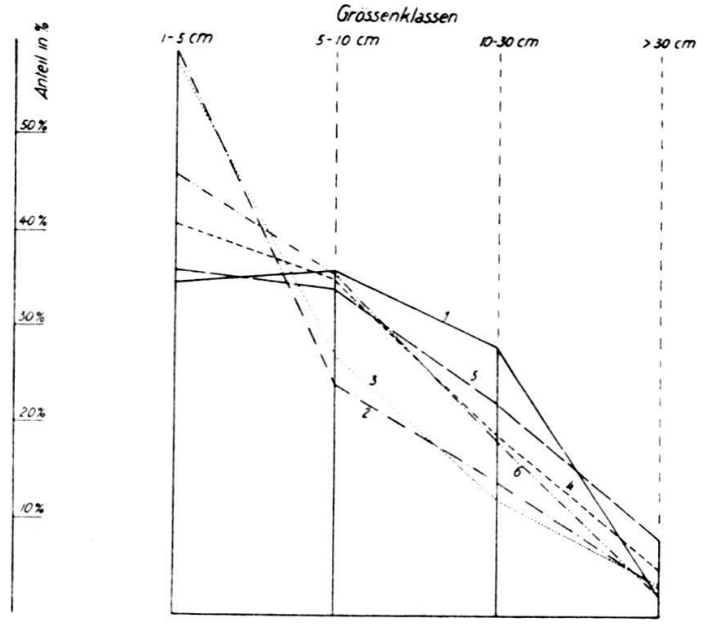


Fig. 1. *Geröllgrösse im Basiskonglomerat.*

werden könnte. Jedenfalls scheint es sich um einen regional sehr ausgedehnten Schuttfächer gehandelt zu haben, oder aber um eine Reihe von nebeneinander liegenden oder ineinander übergehenden, vielleicht miteinander verzahnten Schuttfächern sehr ähnlicher Zusammensetzung.

Der Grad der Aufbereitung ist ein ziemlich geringer; es ist eine gute Durchmischung vorhanden, und zwar wieder an allen Lokalitäten. Damit kann diese Konglomeratablagerung kaum als Brandungsbildung einer langen Küstenzone betrachtet werden, da Strandkonglomerate eine sehr vollkommene Aufbereitung aufzuweisen pflegen.

Der Abrollungsgrad ist dagegen vollkommen. Eckige oder nur kantengestossene Gerölle fehlen ganz. Alle Gerölle sind gut gerundet, aber durch die Metamorphose oft linsig bis ellipsoidisch in die Länge gezogen. Diese vollkommene Rundung spricht wohl für einen früheren relativ langen Flusstransport, der im Meere evtl. noch durch eine starke Strömungsverfrachtung ergänzt worden ist.

Die Petrographie der Gerölle ergibt folgendes (siehe Fig. 2):

Häufigstes Gestein sind Kalke mit einem Anteil von 67—98% aller Gerölle. Am häufigsten sind hellblau anwitternde, im Bruch dunkle Kalke, die oft sandig sind und überleiten in eigentliche Sandkalke, welche etwa $^1/_4$ bis $^1/_{10}$ aller Kalkgerölle ausmachen. Die Kalke belegen alle Grössenkategorien.

Weiter sind feine Breccien mit einer Häufigkeit von 1—12% zu nennen, die recht typisch sind und in hellanwitterndem, kalkigem Bindemittel einige Milli-

meter grosse, meist eckige Komponenten von braunen und grauen Dolomiten, Kalken, Quarz und Glimmer führen. Sie gleichen stark feinen Breccien aus dem Tristelkalk der Falknis-Decke oder massigen Typen der sog. Safierbreccien aus den liegenden Bündnerschiefern. Bei den Breccien sind die grossen Gerölle überdurchschnittlich stark vertreten.

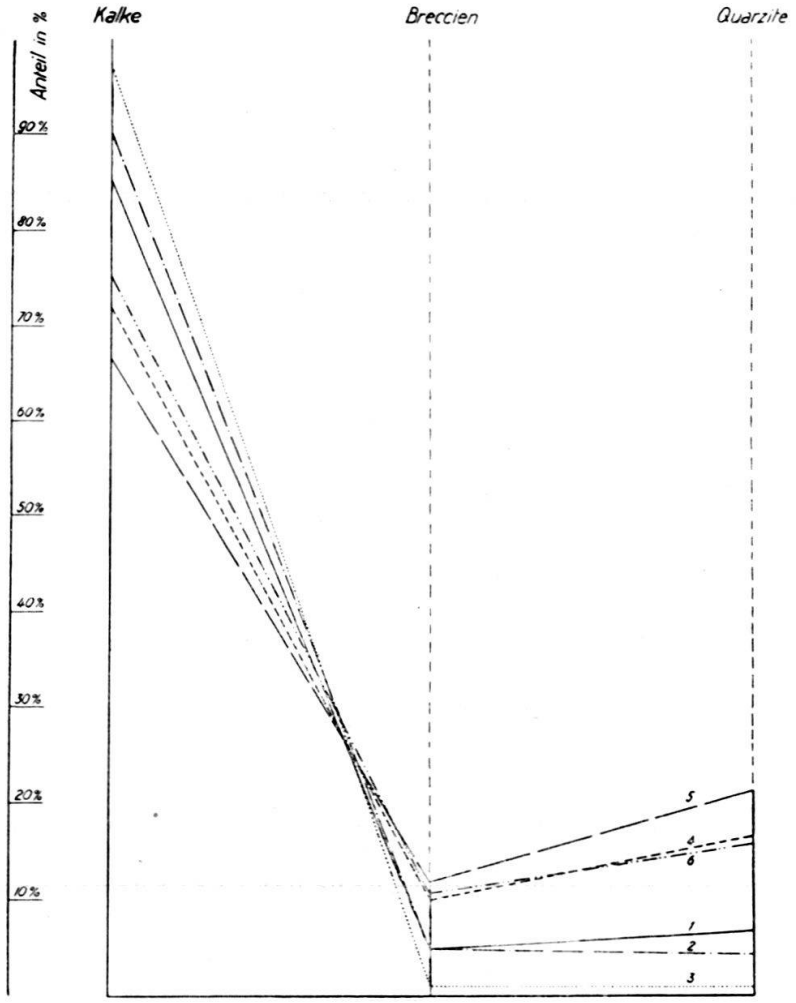


Fig. 2. *Petrographische Zusammensetzung der Gerölle.*

Noch häufiger als Breccien sind Sandsteine und Quarzite mit 1—21%. Im Gegensatz zu jenen bevorzugen diese aber stark die kleinen Grössenklassen.

In den höchsten Lagen des Basiskonglomerates erscheinen dann schliesslich auch Dolomite, vorwiegend gelbe. Sie sind hier lediglich in Zählung 1 aufgetreten mit einer Häufigkeit von 1,5%, wobei aber 90% aller Dolomitgerölle der kleinsten Grössenklasse angehören; grosse Dolomitgerölle fehlen.

In der Stätzerhornkette findet man unter dem normal ausgebildeten, kalkigen Basiskonglomerat noch sehr quarzreiche Konglomerate, die aber im Schams auf weite Strecken ganz fehlen. Sie stellen eine etwas frühere Geröllschüttung mit lokalerem Einzugs- und Ablagerungsgebiet dar.

Im übrigen ist aber für die ganze aufgeschlossene Zone die petrographische Zusammensetzung relativ einheitlich: Kalke halten die Vormacht, Quarzite,

Sandsteine und Breccien treten untergeordnet auf, Dolomit fehlt meist, und Kristallin, Verrucano und Ophiolithe fehlen völlig. Alle Komponenten finden sich in lithologisch ähnlicher Ausbildung anstehend in liegenden Bündnerschieferhorizonten.

Alle jüngeren Breccien und Konglomerate in höheren Flyschschichten unterscheiden sich vom Basiskonglomerat durch das Fehlen grosser Gerölle, durch meist schlechteren Abrollungsgrad und durch das Vorhandensein von reichlich gelbem, braunem und grauem Dolomit, seltener auch grünlichem, sehr glimmerreichem Kristallin unter den Komponenten.

III. Schweremineralien

Was liefern uns nun die Schweremineralien in den Sandsteinen und sandigen Schiefern für Anhaltspunkte?

Die Untersuchung zeigte für alle Proben Zirkon—Turmalin-Kombinationen mit Rutil als wichtigstem, meist einzigem Nebengemengteil. Ganz selten tritt vereinzelter Granat auf; herkunfts- und umlagerungsempfindliche Mineralien wurden überhaupt nie gefunden. Es ist also eine ausgesprochen monotone Schweremineralkombination, wie sie charakteristisch ist für frühorogene Ablagerungen. Der Materiallieferant war demnach fast ausschliesslich sedimentär. Eruptive, metamorphe oder ophiolithische Komplexe im trockenliegenden Einzugsgebiet der Flüsse wurden noch kaum erodiert oder waren, wenn doch lokal angeschnitten, zu weit weg, als dass die dabei anfallenden typischen Schweremineralien den Transportweg hätten überstehen können.

Aber auch andere penninische Flyschpsammite, die ich analog untersuchte, zeigen keine reicheren Schweremineralkombinationen. In tektonisch höheren Flyschschichten des Stätzerhorns, der Lenzerheide und des Schanfiggs sind ebenfalls Turmalin und Zirkon Hauptgemengteil und Rutil einziger Nebengemengteil, wenn er nicht sogar Hauptgemengteil wird.

In Fig. 3 wurden die Schweremineralspektren der körnerreichsten Präparate im Dreieckdiagramm dargestellt; zahlreiche körnerärmere Proben wurden darin nicht eingezeichnet. Daraus geht hervor, dass der Flysch der Adula-Decke ein ziemlich eng begrenztes, zirkonreiches Feld umfasst (auf Fig. 3 durch gestrichelte Linie angegeben), während hochpenninische Flysche oft wesentlich turmalinreichere Kombinationen liefern.

Es ist mir vorderhand noch nicht möglich, eine stratigraphische oder tektonische Flyschgliederung an Hand von Schweremineralien zu belegen. Die Auszählungen sind noch viel zu wenig zahlreich, um überhaupt eindeutig zu entscheiden, wie weit Schweremineralspektren ein brauchbares Hilfsmittel zur Charakterisierung stratigraphischer oder tektonischer Einheiten im penninischen Flysch darstellen. Es scheint mir nämlich durchaus möglich, dass auch später, beim Vorliegen zahlreicherer Schweremineralstudien, auf solcher Grundlage keine weitere Flyschgliederung möglich ist, weil eben diese inneralpinen frühorogenen Klastika aus petrographisch noch zu wenig differenzierten Erosionsgebieten zu stammen scheinen.

IV. Schlussfolgerungen.

Die Schlussfolgerungen aus dem Gesagten für die Paläogeographie des Flysches der Adula-Decke im Gebiet des Schams und Domleschg sind die folgenden:

Nachdem wahrscheinlich etwa zur mittleren Kreide feinkörnige Sandsteine bis Quarzite als jüngste Bündnerschieferschichten abgelagert worden waren, und

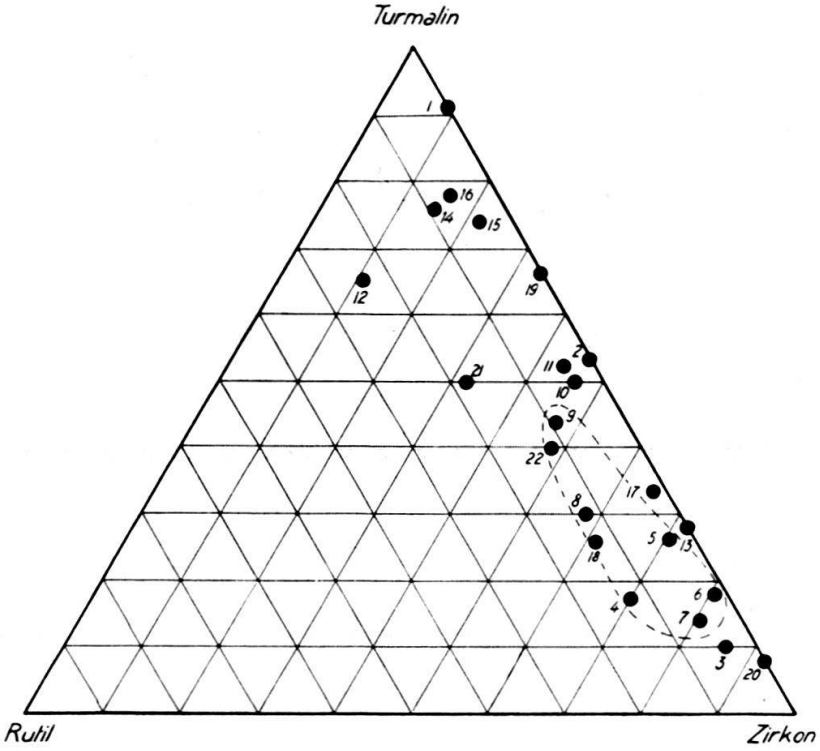


Fig. 3. *Schwemineralienverteilung in den penninischen Sandsteinen und sandigen Schiefern.*

Verzeichnis der dargestellten Schwemineralproben.

Bündnerschiefer der Adula-Decke.

1. Kalkhaltiger Quarzit. Oberster Teil der Nollatonschiefer. Heidbühl bei Glas.
2. Feine Kalkbreccie. Oberstes Band der Safierbreccie. Höllentobel im hinteren Safiental.
3. Quarzit, SW unter Gelbhorn.

Flysch der Adula-Decke.

4. Kalkbreccie. Beverin W-Wand.
5. Sandstein, tonig, stark verschiefert. Beverin W-Wand.
6. Kalkbreccie, ziemlich grob. Carnusa-Talabschluss.
7. Feine, kieselige Breccie. Bruschghorn.
8. Basiskonglomerat feinste Fraktion. W Parpan.
9. Basiskonglomerat feine Fraktion. Culmet (Stätzerhornkette).

Hochpenninischer Flysch i. A.

10. Mergelige Breccie. SE Stätzerhorngipfel am Weg auf 2280 m.
11. Basisbreccie des „Ruchbergsandsteins" am Culmet-Grat, Piz Danis.
12. Quarzit, feinkörnig aus „Ruchbergsandstein". Culmetgrat, Piz Danis.
13. „Ruchbergsandstein". Hofbachtobel 1625 m, E Churwalden.
14. Feine Breccie aus Dreibündensteinserie. Faulenberg W-Flanke.
15. Grobe Kalkbreccie aus Dreibündensteinserie. Faulenberg W-Flanke.
16. Sandiger Tüpfelkalk. W Parpan auf 1600 m.
17. Feine Breccie aus den Faulenberg-Schiefern. P. 2525 S-Grat auf 2440 m.
18. Brecciöser Mergel. Faulenberg W-Grat auf 2510 m.
19. Knotiger Mergelschiefer. Faulenberg-Gipfel.
20. Glimmerreiche Breccie, feinsandig-tonig. Ochsentobel E Parpan, 1850 m.
21. Feine Breccie 2 m unter Falknisbreccie. Churer Joch N-Flanke.
22. Mittelfeine, verschieferte Breccie. Südliches Plessurufer NW Zana, Schanfigg.

das penninische Meer hier kaum mehr sehr bathyal sein konnte, fand eine Emersion im südlichsten Teil des heutigen Tomüllappens oder einem südlich daran anschliessenden Gebiet, der späteren Tambodecke, statt. Eine erste, lokale Geröllschüttung lieferte die Quarzitkonglomerate im Domleschg. Dann erfolgte eine regional ausgedehnte Erosionsphase, die alle massigeren und daher transportresistenten Bündnerschiefergesteine, nämlich Kalke, Sandsteine bis Quarzite, und massige Breccien als Flußschutt in ein ziemlich nahes Meer verfrachtete, wo dann daraus das Basiskonglomerat des Flysches gebildet wurde. Schliesslich wurde in entfernteren Abschnitten durch Erosion auch die Trias freigelegt, die nun ebenfalls kleine Dolomitgerölle liefern konnte. Im grossen und ganzen stellt diese grobdetritische Flyschschüttung lediglich eine Umlagerung älterer penninischer Sedimente dar, wobei eine Auslese nach der Transportresistenz stattfand.

Später scheint die Erosionstätigkeit stark verringert worden zu sein, so dass über dem grobdetritischen Basiskonglomerat bald eher kalk- und tonreichere Sedimente folgen mussten, die nur selten von gröberen Breccienschüttungen unterbrochen wurden.

Das der Erosion unterworfene Gebiet wurde langsam petrographisch etwas heterogener, häufig wurde die Bündnerschieferbedeckung abgetragen und Trias und der kristalline Untergrund lagen bloss. Damit konnten in jüngeren Psephiten dann die Dolomitkomponenten gegenüber Kalk überwiegen und Kristallingerölle auftreten und bis 10% aller Komponenten ausmachen.

Aber erst in den obersten Schichten treten eigentliche Sandsteinbänke in geringer Mächtigkeit auf, und selbst diese spiegeln in ihrem Schweremineralienspektren die grosse petrographische Einförmigkeit ihres Belieferungsgebietes wieder.

Der Flysch der Adula-Decke enthält keine Grünsande, keinen Glaukonit. Er enthält nicht einmal grössere Sandsteinkomplexe, vergleichbar mit Ruchbergsandstein des Prätigaus oder den Arblatschsandsteinen des Oberhalbsteins. Die terrigene, eingeschwemmte Komponente besteht neben Ton vielmehr vorwiegend aus Kalk, der zusammen mit dem authigenen Kalk gegenüber Quarz weit überwiegt. Kreuzschichtung wurde nie beobachtet, lateritische Rotfärbung fehlt.

Psephitkomponenten und Schwerermineralien beweisen, dass es sich beim klastischen Anteil der Flyschsedimente der Adula-Decke um aufgearbeitetes älteres Sedimentmaterial handelt, das wohl zahlreiche Umlagerungen und lange Transportwege über sich ergehen lassen musste, um schliesslich in einem Archipelmeer mittlerer Tiefe als monotoner Flysch abgelagert zu werden.

---

3. — Paul Nänny (Zürich): **Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch.** Mit 1 Textfigur.

I. Historisches und Problemstellung.

In dieser vorläufigen Mitteilung sollen, im Einverständnis mit meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. Staub, kurz im Rahmen des an der Flyschtagung der S. G. G. in Basel (27./28. April 1946) gehaltenen Referates die neueren Ergebnisse

aus meinem Arbeitsgebiet geschildert werden. Eine eingehendere Darstellung dieses Themas erfolgt in meiner Dissertation. Für alle näheren Begründungen der hier berührten Probleme und eine genauere lokale Beschreibung verweise ich auf diese demnächst erscheinende Publikation.

Es werden nachfolgend nur die wesentlichsten neueren Arbeiten über dieses Gebiet erwähnt. D. TRÜMPY (Lit. 28) gelang 1916 im Vilangebiet eine Aufteilung der Prätigauschiefer in lithologische Serien. Auf Grund von Nummuliten-Funden trennte er einen höheren Schieferkomplex als tertiären Prätigauflysch ab von den tieferen „Schiefern unbestimmten Alters" (Schistes lustrés). Diesen letzteren Komplex der Klus, am Eingang ins Prätigau, verglich er mit dem damals allgemein als Lias betrachteten Bündnerschiefer Südwestbündens.

CADISCH, HÄFNER, ARNI, STAHEL (Lit. 9, 11, 2, 21) versuchten die Seriengliederung TRÜMPYS in ihren Arbeitsgebieten anzuwenden; sie waren dabei aber zum Teil zur Ausscheidung von neuen Gesteinsserien gezwungen. Die Interpretationen dieser lokal ausgeschiedenen Serien und ihre Parallelisierungen gingen bei dem Fehlen von gut erkennbaren Leithorizonten und damit einer brauchbaren Stratigraphie in der Folge stark auseinander. BLUMENTHAL (Lit. 6) erkannte 1931 die Unmöglichkeit, mit der Gliederung in lithologische Serien allein die Stratigraphie des Prätigauflysches abzuklären. Den entscheidendsten Beitrag in dieser Richtung brachten die Untersuchungen von ARNI 1933—1939 (Lit. 3, 4, 5). Mit der Bestimmung von Grossforaminiferen in den Gyrenspitzschichten der Sassauna-Gegend und Funden von *Globotruncana* bewies er das (? Campanien-) Maestrichtien-Alter eines grossen Teiles des Flyschkomplexes. Für den Ruchbergsandstein besonders der Gegend von Ganey bei Seewis konnte er durch ausgedehnte Untersuchungen der Nummuliten ein untereocänes Alter nachweisen.

Von den verschiedenen Ansichten über das Alter und die allgemeinen Zusammenhänge der Sedimentation in den Schiefermassen des Prätigaus sind besonders folgende zu erwähnen: ZYNDEL (Lit. 29) nahm 1912 eine Überschiebung einer höheren, Kreide- und Tertiärflysch enthaltenden Prätigaudecke über die tieferen liasischen Bündnerschiefer Südwestbündens an. Besonders D. TRÜMPY (Lit. 28) postulierte eine Transgression von tertiärem Flysch auf liasische Bündnerschiefer. KOCH (Lit. 15), TERMIER (Lit. 27) und auch BOUSSAC (Lit. 8) sahen in den Bündnerschiefern eine „série compréhensive", die vom Lias bis hinauf in das Tertiär reicht. Später wurde besonders von R. STAUB diese Auffassung mit Nachdruck vertreten. Er zeigte (Lit. 23, 24, 25) in den letzten Jahren neue Wege zur Aufgliederung verschiedener Bündnerschiefer-Komplexe in Bünden und Wallis in stratigraphisch zu deutende Serien vom Lias bis zur Kreide, mit einem detritusreichen Abschluss, der als Flysch bezeichnet wird.

Für meine im Jahre 1941 begonnenen Untersuchungen im Prätigauflysch war es im Hinblick auf diese neueren Untersuchungen eine der wichtigsten Aufgaben, durch Abklärung der Stratigraphie die Natur der umstrittenen Grenze eines eigentlichen Flysches mit den sogenannten älteren Schiefern zu studieren.

Erst nach der sicheren Altersbestimmung von zwei Horizonten durch ARNI konnte an eine stratigraphische Gliederung der ganzen Schieferserie gedacht werden. Die vielen abweichenden Bezeichnungen in der Seriengliederung in den einzelnen Flyschgebieten, sowie die mannigfaltigen Divergenzen in der Übertragung einer Seriebezeichnung auf entfernte Schiefergebiete (man denke nur an die Bezeichnung Aebigratschichten), machten eine sorgfältige Verfolgung der Tektonik über ein grösseres Gebiet notwendig. Aus vielen Einzelprofilen im Raume zwischen Rhätikon und Plessur konnte ich mit Hilfe eines grossen Schliffmaterials die nachstehend geschilderte allgemeine Schichtfolge der Prätigauschiefer gewinnen. Für den paläontologisch erfassbaren höheren Teil der Serie waren besonders die Profile nördlich der Landquart geeignet. Mit Hilfe der Foraminiferengattung *Globotruncana* CUSHMAN 1927 konnte besonders die Serie der Oberkreide weitergegliedert werden. Dabei möchte ich Herrn Prof. W. LEUPOLD, sowie meinem Studienkameraden Dr. H. BOLLI für ihre Hilfe bei der Bestimmung dieser Fossilien herzlich danken. Hinsichtlich der Nomenklatur der Spezies der Gattung *Globotruncana* und deren

Beziehungen zur stratigraphischen Skala stütze ich mich im folgenden auf die Arbeit BOLLIS (Lit. 7).

Es wurde versucht, für die verschiedenen Unterabschnitte des gesamten Schichtprofils eine einheitliche Bezeichnungsweise einzuführen. Dabei wurden, um die Nomenklatur nicht unnötig weiter zu belasten, nach Möglichkeit einzelne, von den älteren Autoren gebrauchte Lokalnamen für die Serien verwendet, und zwar jeweilen die Benennung nach derjenigen Lokalität, wo der betreffende Schichtabschnitt am typischsten entwickelt ist. Auf Grund der neueren stratigraphischen Erkenntnisse mussten dabei einige ältere, halb synonyme, zu umfassende oder mehrfach uminterpretierte Lokalnamen für die Serien eliminiert und dafür für kleinere Schichtabschnitte, deren Altersfolge heute feststeht, einige neue Lokalbezeichnungen eingeführt werden.

II. **Stratigraphie.**

A. **Beschreibung der Einzelserien.**

Der folgende Abschnitt will als Zusammenfassung der wesentlichen Züge des Schichtprofils der Prätigauschiefer aufgefasst sein. Als Illustration dazu diene Fig. 1, die auch generell über die Mächtigkeit der einzelnen Serien orientiert. Es folgen von oben nach unten:

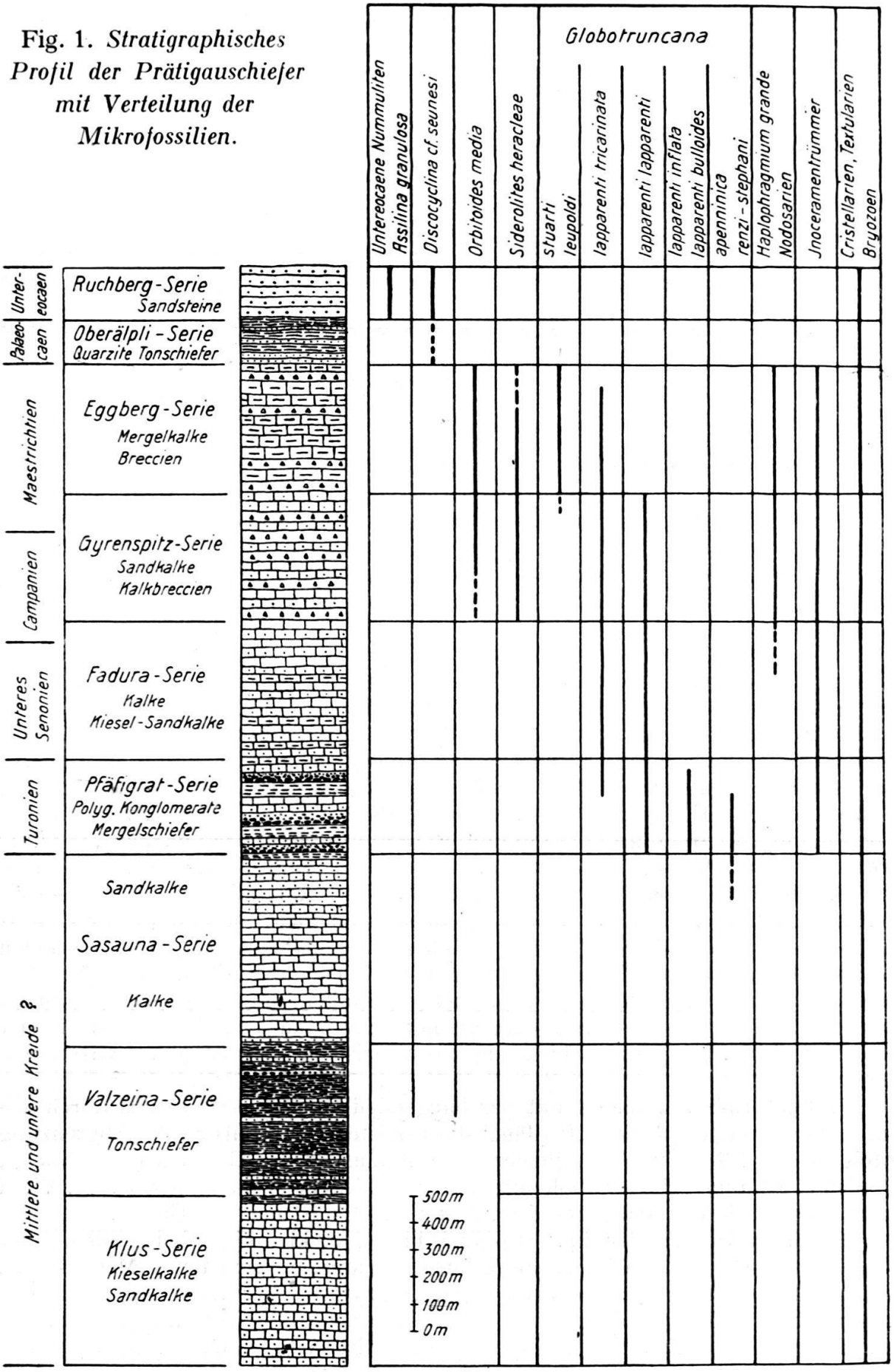
9. **Ruchberg-Serie.** Sie stellt eine kompakte Gesteinsfolge dar, die morphologisch gut heraustritt. An ihrem Aufbau beteiligen sich braun anwitternde Arkosesandsteine (sog. Ruchbergsandsteine), gröbere polygene Breccien mit Quarz-, hellen Gneis- und Dolomitkomponenten, feinkörnige, hellgrau-bläulich anwitternde Kalksandsteine mit Glimmerschüppchen, graugrüne, feinkörnige Glaukonitquarzite und schwarze ebenflächige Tonschiefer mit Fukoiden. All diese Schichtglieder sind durch mannigfache Übergänge miteinander verknüpft. Mikrofossilien, besonders Foraminiferen und Lithothamnien, finden sich vor allem in den gröberen Sandsteintypen mit reichlichem Kalkzement. Zu der Fossilliste ARNIS (Lit. 5) sind keine neuen Funde zu melden. ARNI bestimmte im wesentlichen: verschiedene Formen von untereocänen Nummuliten, *Discocyclina* cf. *seunesi* DOUV., *Assilina granulosa* (*A*) *d'*ARCH., *Operculina* cf. *ammonea* LEYM., *Gypsina globulus* REUSS.

8. **Oberälpli-Serie.** Sie ist durch langsamen Übergang mit der Ruchberg-Serie verbunden. Die eigentlichen Ruchbergsandsteine fehlen. Sie besteht zur Hauptsache aus feinen Kalksandsteinen, dunklen Kieselkalken, graugrünen körnigen Glaukonitquarziten mit Übergang zu dichten grünen Ölquarziten, seltenen hellen, gelb anwitternden, stark kieseligen, dichten Kalken, und sandigen schwarzen Schiefern. Diese Gesteine wechsellagern mit schwarzen Tonschiefern wie in der Ruchberg-Serie. Die ganze Schichtfolge zeigt meist braune rostige Verwitterungsfarben.

7. **Eggberg-Serie.** Sie ist mit der hangenden Oberälpli-Serie teils durch allmählichen Übergang verknüpft (Jägglishorn-Kistenstein), teils ist die Abgrenzung infolge Einschaltung von Konglomeraten mit faustgrossen Geröllen (helle Gneise, Quarzite, Glimmerschiefer, Dolomite und verschiedene Kalke), so z. B. am Vilan recht scharf. Die Untersuchung dieser Komponenten ist noch im Gange.

Die Hauptmasse der Eggberg-Serie bilden dickbankige, hellgelblich oder bläulich anwitternde, im Bruch dunkelgrauschwarze, oft schieferige Mergelkalke, häufig mit Fukoiden und Helminthoiden. In rhythmischer Wechsellagerung mit diesen Eggberg-Mergelkalken treten grobe Breccien auf. Sie führen stellenweise zur Hauptsache kristalline Komponenten, meist helle Gneise und Glimmer-

Fig. 1. *Stratigraphisches Profil der Prätigauschiefer mit Verteilung der Mikrofossilien.*



schiefer (St. Antönien), andernorts überwiegen wiederum Kalke und Dolomite. Durch Abnahme der Korngrösse gehen diese Gesteine in mittelgrobe und feine Breccien, Sand- und Kieselkalke über.

In den mittelgroben Kalkbreccien konnte *Siderolites heracleae pratigoviae* ARNI und *Orbitoides media* (d'ARCH.) gefunden werden, neben *Haplophragmium grande* REUSS, häufigen Nodosarien, Textularien, Bryozoen, Inoceramentrümmern und diversen Kleinforaminiferen.

In den feinen Kalkbreccien gelang der Nachweis folgender Spezies der Gattung *Globotruncana:*

Globotruncana stuarti (DE LAPP.)
Globotruncana leupoldi BOLLI
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)

6. **Gyrenspitz-Serie.** Der Übergang aus der Eggberg-Serie im Hangenden vollzieht sich ganz allmählich, unter Zurücktreten der markanten Mergelkalkzüge. Die Serie besteht so im wesentlichen aus mittelgroben und feinen, Kalke und Kristallin führenden Breccien mit kalkigem Zement, Sandkalken, Kieselkalken, dunklen, splittrigen Flyschkalken und Mergelschiefern. Das Vorherrschen der brecciösen und sandigen Sedimente gibt der Serie im Terrain morphologisch markante Züge. Die sandigen Kalke wurden oft mit Ruchbergsandsteinen verwechselt. In den mittelgroben Kalkbreccien wurden die gleichen Fossilien wie in der Eggberg-Serie gefunden, in den feinen bis dahin nur Subspezies von *Globotruncana lapparenti*. In dieser Serie gelangen ARNI 1933 an der Originallokalität Gyrenspitz die ersten Funde von Kreideforaminiferen (*Siderolites heracleae* und *Orbitoides media*) im Prätigauflysch.

5. **Fadura-Serie.** Sie zeichnet sich gegenüber der Gyrenspitz-Serie vor allem durch das Zurücktreten der gröber klastischen Sedimente aus, während die dunklen, splittrigen Flyschkalke mit Fukoiden, Kieselkalke und Mergelschiefer häufiger auftreten. In schwach sandigen Kalken konnten bis dahin wie in der Gyrenspitz-Serie Subspezies von *Globotruncana lapparenti* festgestellt werden.

4. **Pfäfigrat-Serie.** Sie setzt sich zusammen aus Sandkalken, Kieselkalken, Flyschkalken und mergeligen Kalken, denen in wechselnden Abständen bis 10 Meter mächtige, helle Mergelzüge eingelagert sind. Letztere werden jeweils gegen oben von groben, vorwiegend Kristallin führenden Breccien-Konglomerathorizonten abgelöst, die ihrerseits durch Abnahme der Korngrösse über Feinbreccien wieder in die normale Serie der Sandkalke-Kieselkalke usw. übergehen. Die Komponenten dieser Breccienhorizonte sind von sehr verschiedener Grösse und Form; grössere Komponenten, die bis zu 30 cm Durchmesser erreichen, können in einer feineren Breccie mit haselnussgrossen Komponenten eingebettet sein. Der Grad der Rundung schwankt beträchtlich. Im allgemeinen kann für die selteneren sedimentären Komponenten eine starke Abrollung festgestellt werden, während bei dem kristallinen Material diesbezüglich verschiedenes Verhalten beobachtet wurde.

Die Hauptmasse der Komponenten ist Kristallin: vorwiegend helle Gneise, Muskovit- und Zweiglimmergneise (ähnlich den Typen aus dem Sardonaflysch der Glarner Alpen), Glimmerschiefer usw. Dazu kommen Dolomite; weniger häufig sind Kalke. Die Untersuchungen sind auch hier noch im Gange. Neben häufigen Inoceramen- und Bryozoenresten konnten in schwach sandigen Kalken dieser Serie folgende Spezies von *Globotruncana* ermittelt werden:

Globotruncana lapparenti lapparenti BOLLI
Globotruncana lapparenti inflata BOLLI
Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER

Globotruncana renzi GANDOLFI
Globotruncana stephani GANDOLFI
Globotruncana apenninica RENZ

Vorherrschend sind die *lapparenti*-Formen.

3. **Sassauna-Serie.** Sie ist durch lithologische Übergänge mit der Pfäfigrat-Serie verbunden und wurde dort abgetrennt, wo die Mergelschiefer und Konglomerathorizonte nach unten aussetzen. Im oberen Teil der Serie sind besonders kieselige Sedimente vorherrschend, wie zum Beispiel Sandkalke-Kieselkalke, dunkle, grau bis braun anwitternde Sandsteine (oft schwach glaukonitisch), mit tonigen und mergeligen Schiefern wechsellagernd. Ferner findet man vereinzelte feinere Breccienbänke, hauptsächlich mit Quarz- und Dolomitkomponenten. Der Sandstein von St. Peter im Schanfigg, der unmittelbar unter den Breccien- und Mergelzügen der Pfäfigrat-Serie liegt, ist in dieses obere Niveau der Sassauna-Serie zu stellen. Der untere Teil der Serie besteht vorwiegend aus kalkigen Gesteinen, ähnlich den Flyschkalken der höheren Serien, aber meist mit hellgrauem, schuppigem Bruch, wechsellagernd mit tonigen und mergeligen Schiefern wie im oberen Teil der Serie. Fukoiden sind in vereinzelten Stücken angetroffen worden. Wie im oberen Teil findet man hie und da Breccienbänke mit Quarz- und Dolomitkomponenten. An Fossilien liessen sich bis jetzt nur Bryozoen, Echinodermenreste und Kleinforaminiferen, wie Cristellarien usw., in dieser Serie nachweisen. Die kartierungsmässige Trennung der oberen und unteren Zone kann, wie Einzelprofile zeigen, im Sassauna-Gebiet durchgeführt werden. Sie stösst aber im Prätigau, und besonders südlich der Landquart, auf Schwierigkeiten wegen der metamorphen Umwandlung der kalkigen Elemente in Tüpfelkalke und -schiefer, die nur durch eingehende lithologische Untersuchung von ursprünglich kieselig-sandigen Kalken zu trennen sind. Immerhin zeigen auch Profile an der Plessur, zum Beispiel im Glasaurer-Tobel und bei St. Peter, eine analoge Gliederung wie im Norden, so dass mir die Andeutung einer solchen Trennung gerechtfertigt erscheint.

2. **Valzeina-Serie.** Sie besteht in der Hauptmasse aus schwarzen bis grauen, ebenflächigen Tonschiefern, denen meist dünne Kiesel- und Sandkalkbänklein eingelagert sind. Vereinzelt können dickere Sandkalk- bis Sandsteinbänke auftreten, ebenso feinere Breccien, hauptsächlich mit Quarz- und Dolomitkomponenten. Selten sind Breccienlagen beschränkter Ausdehnung mit maximal 10 cm grossen Komponenten ähnlicher Art wie am Pfäfigrat, zum Beispiel am linken Munttobelhang. Stratigraphisch habe ich diese Breccienlagen nicht verwerten können. Durch stärkere Beteiligung der Kiesel- und Sandkalkbänklein geht diese tonschieferreiche Zone nach unten über in die

1. **Klus-Serie.** Sie setzt sich zusammen aus Kiesel-Sandkalken und gewöhnlichen Kalken in leicht metamorpher Ausbildung, die meist durch dünne Tonschieferlamellen getrennt sind; selten sind grössere Mergel-Tonschieferkomplexe bis zu zwei Meter Mächtigkeit, ebenso Breccien mit Dolomit- und Quarzkomponenten bis ca. 2 mm Durchmesser. Das Vorkommen von Kleinforaminiferen, die ARNI (Lit. 4) erwähnt, wie *Cristellaria*-Formen, kann ich bestätigen. Daneben wurden häufig Spongiennadeln, Echinodermen- und Bryozoenreste und unbestimmbare Schalenreste festgestellt. Paläontologisch ist somit die Altersfrage nicht eindeutig zu lösen. Es blieb die Möglichkeit offen, die Klus-Serie mit Hilfe tektonischer Interpretationen eventuell nur als ein stärker metamorphes Äquivalent eines der bereits besprochenen Glieder des höheren Flysches zu erklären, ein Weg, der schon von D. TRÜMPY (Lit. 28) erwogen wurde. Diese Frage wurde nach allen Gesichtspunkten geprüft, da eine solche tektonische Verstellung höherer

Schichtglieder des Flysches an sich vielleicht möglich wäre. Lithologisch einigermassen vergleichbar wäre nur die Gyrenspitz-Serie; doch wäre es schwer zu verstehen, dass die gröberen Breccientypen dieser Serie bei dem relativ schwachen Grad der Metamorphose der Klus-Serie bereits nicht mehr erkennbar sein sollten, besonders da die Fortsetzung der Gyrenspitz-Serie vom Untersäss der Jeninser Alp gegen Malans unter das Niveau der Klus-Serie hinunter noch deutlich als solche zu erkennen ist. Auch die tektonischen Gesichtspunkte sprechen bei genauerer Betrachtung gegen eine Einreihung der Klus-Serie etwa in das Niveau der Gyrenspitz-Schichten.

Alle, im Gebiet der Schiefer zwischen Rhätikon und Plessur gesammelten Beobachtungen berücksichtigend, gelange ich zum Schluss, dass die Deutung der Klus-Serie als stratigraphisch Liegendes der höheren Schieferserien die grösste Wahrscheinlichkeit besitzt.

B. Zur Altersbezeichnung des Schichtprofils.

Die Ruchberg-Serie wurde nach den Bestimmungen Arnis (Lit. 5) in das Cuisien gestellt. Nach erneuter Überprüfung der Fossilliste Arnis bei der Sichtung meines Schliffmaterials gelangte Herr Prof. W. Leupold zur Überzeugung, dass die Ruchberg-Serie in das tiefere Untereocän zu stellen ist. Sowohl die Nummulitenformen an sich, als auch ihr gleichzeitiges Auftreten mit *Discocyclina* cf. *seunesi* Douv. sprechen für tieferes Untereocän, also für Yprésien. Eine höhere Stufe kann für diesen Horizont, da die im allgemeinen für Palaeocän leitende tiefste Form von *Discocyclina* auftritt, nicht angenommen werden. Die Ruchberg-Serie dürfte im obersten Bereich des Auftretens von *Discocyclina seunesi* liegen; tiefere Funde dieser Form, aus sicherem Palaeocän, konnten bis jetzt im Prätigauflysch nicht gemacht werden.

Die Oberälpli-Serie hat bisher keine stratigraphisch verwertbaren Fossilien geliefert. Sie liegt als stellenweise lithologisch gut abgrenzbare Einheit zwischen Ruchberg-Serie und Eggberg-Serie, d. h. paläontologisch ausgedrückt unterhalb den tiefsten untereocänen Nummuliten und über den höchsten Vorkommen von *Globotruncana stuarti*. Ich stelle sie mit Vorbehalt in das Palaeocän.

Ob an der Kreide-Tertiärgrenze im Prätigauflysch, wenigstens an einigen Stellen, mit einer Schichtlücke zu rechnen ist, wird vielleicht die endgültige Auswertung des Schliffmaterials entscheiden können. In den zentralen Partien der Prätigauer Schieferbucht deuten jedenfalls alle Feldbeobachtungen auf eine „série compréhensive". Leider sind die lithologischen Verhältnisse zur Gewinnung eines grösseren Foraminiferenmaterials in diesem Abschnitt ungünstig, was daher kaum auf eine eindeutige Lösung an den noch fraglichen Stellen hoffen lässt.

Die stratigraphische Gliederung des nächstfolgenden unteren Abschnitts möchte ich folgendermassen begründen (vgl. dazu Fig. 1):

1. In Eggberg- und Gyrenspitz-Serie Auftreten von Grossforaminiferen, wie *Siderolites heracleae* Arni und *Orbitoides media* (d'Arch.), dazu häufig *Haplophragmium grande* Reuss und Nodosarien.

a) Dazu in Eggberg-Serie *Globotruncana stuarti* (de Lapp.)
Globotruncana leupoldi Bolli
Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau)

b) Dazu in Gyrenspitz-Serie ausschliesslich Subspezies von *Globotruncana lapparenti* Brotzen.

2. Fadura- und Pfäfigrat-Serie ohne Grossforaminiferen.
a) In Fadura-Serie Subspezies von *Globotruncana lapparenti* BROTZEN
b) In Pfäfigrat-Serie *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI
Globotruncana lapparenti inflata BOLLI
Globotruncana lapparenti bulloides VOGLER
Globotruncana renzi GANDOLFI
Globotruncana stephani GANDOLFI
Globotruncana apenninica RENZ

Die *lapparenti*-Formen sind vorherrschend.

Auf Grund von Grossforaminiferen- und Globotruncanenfunden ist die Eggberg-Serie in das Maestrichtien zu stellen.

Für die Gyrenspitz-Serie deutet *Orbitoides media* nach den meisten Autoren eher ausschliesslich auf Maestrichtien als auf Campanien-Maestrichtien[1]). *Siderolites heracleae* dagegen betrachtet ARNI (Lit. 3, 4) als leitend für Campanien-Maestrichtien. Die *Globotruncanen*, von denen bis heute nur Subspezies von *Globotruncana lapparenti* nachgewiesen sind (häufig *Globotruncana lapparenti lapparenti*), deuten auf eine tiefere Stufe als Maestrichtien. Diese drei Fossilgruppen berücksichtigend, möchte ich annehmen, dass die Gyrenspitz-Serie, wenn nicht völlig, so doch zu einem Teil noch in das Campanien gestellt werden kann. Die Globotruncanen-Verteilung spricht für eine solche Lösung, während aus der Verteilung der *Orbitoiden* kein absoluter Gegengrund gegen eine solche Altersstellung geltend gemacht werden kann.

Für Fadura-Serie und Pfäfigrat-Serie, in denen Grossforaminiferenfunde fehlen, kommen die tieferen Stufen der Oberkreide in Betracht. Während die in der Fadura-Serie gemachten Funde von verschiedenen Subspezies von *Globotruncana lapparenti* keine genauere Alterszuweisung gestatten, deuten in der Pfäfigrat-Serie sowohl *Globotruncana lapparenti inflata* und *bulloides*, als vor allem die Spezies *apenninica*, *renzi* und *stephani* (welche seltener auftreten) in ihrer ganzen Kombination auf ein turones Alter dieser Serie. Die Fadura-Serie ist demzufolge in das Niveau des unteren Senon (Coniacien-Santonien) zu stellen.

Im tieferen Teil der Schichtfolge, in dem bisher keine stratigraphisch verwendbaren Fossilien gefunden worden sind, konnte ich für das ganze Untersuchungsgebiet eine einfache Gliederung in drei lithologische Serien durchführen (Sassauna-Serie, Valzeina-Serie und Klus-Serie). Dabei wurde sowohl die Frage einer von verschiedenen Autoren angenommenen Schubfläche als auch die eventueller Schichtlücken in diesen tieferen Gliedern gründlich geprüft. Für beide Annahmen wurde an keiner Stelle im Gebiet zwischen Rhätikon und Plessur auch nur ein einziger Anhaltspunkt gefunden. Alle Anzeichen deuten auf eine normale stratigraphische Serie von Bündnerschiefern, deren oberer Teil im besonderen, Turon bis Untereocän, sich durch reichliche Einstreuung von bündnerschieferfremdem Detritus auszeichnet, während im unteren Teil klastische Sedimente nur in Form von Sand- und Kieselkalken, sowie vereinzelten feineren Breccien mit Kristallin- und Dolomitkomponenten auftreten. Den unteren Komplex

---

[1]) Nach freundlichen mündlichen Mitteilungen der Herren Prof. W. LEUPOLD und Prof. M. REICHEL ist *Orbitoides media* bisher allerdings an stratigraphisch gesicherten Stellen nur in Maestrichtien-Äquivalenten nachgewiesen worden. Für andere Spezies von *Orbitoides s. s.* wurden in der Literatur auch schon Vorkommen vom Campanien an postuliert. Es hängt also hier hinsichtlich der Altersbestimmung viel von einer sorgfältigen Bestimmung der Einzelspezies von *Orbitoides s. s.* ab, welche angesichts von Gesteinsmaterial und Erhaltungszustand der Fossilien nicht einfach ist.

glaube ich angesichts der relativen Schichtmächtigkeiten der einzelnen Stufen im ganzen Profil und nach faziellen Vergleichen mit stratigraphisch gut gegliederten Serien in ähnlicher Ausbildung, zum Beispiel im südlichen Helvetikum von Alvier-nördl. Fläscherberg (Lit. 12) und im Vorarlberg (Lit. 19), als mittlere bis untere Kreide betrachten zu dürfen.

Folgende Anklänge, die wenigstens an den Zyklus der Gliederung im südhelvetischen Raum des Vorarlbergs und der Alvier Gruppe hinweisen, wollen nur als lithologische Analogien aufgefasst sein, ohne dass ich auf Grund dessen diese Horizonte nun bereits sicher stratigraphisch gleichsetzen möchte. Vergleichen wir diese südhelvetische Serie mit dem unteren Komplex der Prätigauschiefer (Sassauna-Serie bis Klus-Serie), so drängen sich folgende Deutungen auf:

α) Des oberen, vorwiegend kieselig-sandigen Teils der Sassauna-Serie als Gaulthorizont;

β) Des unteren, kalkig-mergeligen Teils der Sassauna-Serie als Vertretung des stark vermergelten oberen Schrattenkalks;

γ) Der tonschieferreichen Valzeina-Serie als aequivalent dem unteren Schrattenkalk- und Drusberg-Komplex, die im Südhelvetikum beide in sogenannter Drusberg-Fazies entwickelt sind;

δ) Der Klus-Serie als Hauterivien-Kieselkalk. Sie weist jedenfalls nach Beschreibungen über die Vorarlberger Kreide (Lit. 19), wie nach direkten Vergleichen mit dem Kieselkalkkomplex des nördlichen Fläscherberges sehr ähnliche Züge auf.

Eine Grenze zwischen mittlerer und unterer Kreide möchte ich auf Grund dieser Überlegungen am ehesten zwischen Sassauna-Serie und Valzeina-Serie annehmen.

C. Allgemeines zur Schichtserie.

Eine Ablagerung der Sedimente in relativ geringer Meerestiefe, besonders während Oberkreide und Alttertiär, zeigt sich in dem häufigen Vorkommen von Fährtenspuren (Fukoiden und Helminthoiden), dann aber auch in der Häufigkeit von Organismen wie Grossforaminiferen und Bryozoen. Diese Erscheinungen dürfen heute wohl allgemein als Faziesindikatoren für Bildung unter geringer Meeresbedeckung betrachtet werden.

Zu erwähnen ist ferner die von verschiedenen Autoren schon beschriebene Gesetzmässigkeit im Sedimentationsrhythmus der klastischen Bänke. Man beobachtet eine typische, kleinzyklische Gliederung, wobei über einem Mergel- oder Tonschieferhorizont die gröbsten Einstreuungen auftreten, die sich nach oben verfeinern und sukzessive von Breccien über Sandkalke, Kieselkalke usw. wieder zu Mergelschiefern überleiten. Diese Erscheinung, die übrigens in Flysch- und Molassebildungen allgemein verbreitet ist, tritt besonders ausgeprägt im oberkretazisch-alttertiären Abschnitt auf und deutet ebenfalls auf eine Sedimentation in untiefen Gewässern hin.

Die Bezeichnung der Prätigauer Schieferserie oder einzelner ihrer Teile als Bündnerschiefer oder Flysch hängt nur noch von der Auffassung des Begriffes Flysch ab. Ich möchte sie kurz als orogene penninische Schieferserie bezeichnen, als Trogserie, welche zumindest in den zentralen Partien des Prätigaus durch eine „série compréhensive" von Unterkreide bis Alttertiär repräsentiert wird.

Der untere Abschnitt (untere und mittlere Kreide), im wesentlichen eine eintönige Wechsellagerung von Kalken bis Sandkalken (seltener Breccien) mit Ton- und Mergelschiefern, zeigt eine relativ ruhige Trogsedimentation mit nur

unbedeutenden Oszillationen des schuttliefernden Festlandes. Die Sedimente dieses unteren Abschnitts wurden in einem kontinuierlich sich senkenden Trog abgelagert.

Im oberen Abschnitt (Oberkreide bis Alttertiär) treten Einflüsse fortschreitender Gebirgsbildung und damit eine flyschartige Sedimentation deutlicher in Erscheinung. Kontinuierliche Hebung einzelner Zonen, der Schwellenregionen, bewirkte eine verstärkte Materialzufuhr nach den Troggebieten, deutlich dokumentiert durch die Einstreuung von gröberem „fremdem" Material. Das Tempo der Auffüllung überwog mehr und mehr die Senkungsgeschwindigkeit des Troges, und die Sedimentation erfolgte unter Verhältnissen, bei denen der Trog bis auf eine geringe Meeresbedeckung gefüllt war.

Nach diesen Überlegungen wäre Herr Prof. R. Staub (mündliche Mitteilung) geneigt, den unteren Abschnitt (Klus-Serie bis Sassauna-Serie) eher noch als obersten Bündnerschiefer, und damit den oberen Abschnitt (Pfäfigrat-Serie bis Ruchberg-Serie) allein als Flysch zu bezeichnen.

III. **Tektonik.**

A. **Tektonik des Prätigauer Halbfensters.**

Zur Tektonik der Prätigauschiefer können kurz folgende Feststellungen gemacht werden: die geringen lithologischen Unterschiede über grosse Teile des Schichtprofils und die Möglichkeit zur Ausbildung einer unbeschränkten Anzahl von internen Gleitflächen durch die intensive Wechsellagerung von harten mit weichen Gesteinen lassen eine mannigfaltige Deformation durch Faltung und Fältelung, aber keinen ausgeprägten Schuppen- und Schollenbau erwarten.

1. Im grossen gesehen, ist die ganze Schiefermasse des Prätigauflysches durch weitgespannte Verbiegungen deformiert, an denen sich das ganze oder zumindest ein grosser Teil des aufgeschlossenen Schichtprofils beteiligt. Die durch eine solche Faltungsdeformation mit grossem Radius entstandenen Formen werden am besten als Antiklinal- und Synklinalzonen bezeichnet. Sie können über grössere Distanzen mit ENE–WSW Streichen im Schiefergebiet verfolgt werden. Diesen Baustil im Prätigauflysch haben schon R. Staub (Lit. 22) und Cadisch (Lit. 9) hervorgehoben.

2. Neben diesen Verbiegungen grossen Stils zeigt der Bau der Prätigauschiefer im Raume zwischen Rhätikon und Plessur eine Aufteilung durch Überschiebungen in drei Schubmassen. Von unten nach oben:

a) Die Vilan-Schubmasse (im wesentlichen aus oberkretazischen bis tertiären Schichtgliedern bestehend) umfasst den ganzen Schieferkomplex zwischen Rheintal und dem Vilan-Gipfel mit Ausnahme des Teiles der Klus-Serie, der nördlich der Landquart bei Fadära als Basis der nächsthöheren Einheit, der Prätigau-Schubmasse, auf die Masse des Vilan aufgeschoben ist. Trümpy schreibt schon 1916 über die Region von Steinbrück: „Der jüngere Flysch des Vilan muss von einer höheren Flyschmasse überfaltet sein", und er spricht in diesem Zusammenhang von einer Vilan-Masse und einer Sassauna-Masse. Blumenthal (Lit. 6), der sich später zu dieser Frage äusserte, lehnte die Ansicht Trümpys ab, welche sich jedoch nun nach Abklärung der Stratigraphie als effektiv zu Recht bestehend nachweisen liess.

b) Die Prätigau-Schubmasse umfasst den Hauptteil des Prätigauer Halbfensters und zugleich das vollständigste stratigraphische Profil in diesem

Raum, von der unterkretazischen Klus-Serie von Felsenbach und Fadära bis zur untereocänen Ruchberg-Serie von Jägglishorn und Kistenstein.

c) Die Gempi-Schuppe ist auf die Zone unmittelbar unter dem Schubrand der ostalpinen Decken beschränkt. Sie besteht ausschliesslich aus senonem Flysch, in einzelnen Teilen zur Hauptsache aus Gyrenspitzschichten und überschiebt auf der Strecke vom Gafiental über Serneus, vielleicht bis über Casannapass–Matlishorn–Seta als relativ dünne und in ihrer Mächtigkeit stark schwankende Platte die Ruchberg-Serie der Prätigau-Schubmasse.

Die Frage, ob die Prätigau-Schubmasse nach dem Abtauchen ihres untersten Schichtgliedes, der Klus-Serie, bei Trimmis von einer höheren, südlicheren Masse überschoben wird, möchte ich eher verneinen. Mit Blumenthal (Lit. 6) und R. Staub (Lit. 22) betrachte ich die Zone von Trimmis als Synklinalzone und die südlich anschliessende Masse des Montalin ob Chur als Antiklinalzone, dies sowohl nach dem Bau als auch nach der Gliederung der Schiefer zwischen Chur und Montalin, die analog ist der Gliederung der Schiefer zwischen Klus und Sassauna.

Dieses einfache Bauschema enthält mannigfaltige Detailkomplikationen, so vor allem in der Nähe der ostalpinen Überschiebung, in den Faltungs- und Überschiebungszonen innerhalb des Flysches, wo sich auch lithologisch nur wenig verschiedene Schichtkomplexe gesondert bewegen konnten, und wo vor allem durch Unterschiede im plastischen Verhalten der einzelnen Schichtglieder und damit im Radius der Kleinfaltung komplizierte, disharmonisch verfaltete Einzelstrukturen entstehen konnten. Auf eine eingehendere Schilderung der Tektonik kann ich hier verzichten, sie wird später im Zusammenhang gegeben werden.

Ein bemerkenswerter Zug im Bau der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Domleschg ist die Steilstellung der unmittelbar an das Rheintal angrenzenden Zone mit allmählichem Übergang in flache Lagerung gegen die inneren Schiefergebiete des Prätigaus und der Hochwang-Gruppe. Ich betrachte diese Erscheinung als Folge des späten Aufstiegs des Aarmassivs, von dem die parautochthonen Decken des Calanda, die helvetischen Wurzeln und ein äusserer, dem Rheintal zunächst gelegener Streifen der Prätigauschiefer erfasst wurden, während die inneren Partien ihre, im grossen genommen, flache Lagerung beibehalten konnten. Im Gebiet von Chur–Montalin wurden die tieferen Glieder der Prätigauer Serie von dieser Bewegung erfasst, im Gebiet des Vilan die höheren Schichtglieder mit dem oberkretazischen und tertiären Flysch. Eine parallele Erscheinung ist das umlaufende Streichen der an das Rheintal angrenzenden Zone der Prätigauschiefer von Chur über Felsenbach nach Maienfeld, in dem sich deutlich der südöstliche Abfall der Kuppel von Vättis abzeichnet. Bei beiden Erscheinungen zeigt sich eine deutliche Beeinflussung der Lagerung der jeweilen geometrisch tiefsten Teile des Schiefermantels, welche der helvetisch-penninischen Grenzfläche unmittelbar auflagern, durch ihre Unterlage, d. h. durch die helvetischen Decken und die Kuppel von Vättis.

Manche Autoren haben nun zwischen dieser steiler stehenden, aarmassivisch beeinflussten randlichen Schieferzone und den ihr auflagernden flacher liegenden Schiefermassen eine tektonische Trennung suchen wollen. Sie haben die Verhältnisse fälschlicherweise so interpretiert, als ob entlang dem Rheintal, von der Ausmündung des Domleschg bis zur Ausmündung des Prätigaus, immer zugleich auch die stratigraphisch ältesten Teile der Schiefermassen der penninischen Überschiebungsfläche auf das Helvetikum auflagern würden. Sie waren geneigt, die steiler gestellten Schiefer auf dieser Strecke durchlaufend den älteren Bündnerschiefern Südwestbündens zuzuschreiben und die höheren Flyschschiefer erst in einem gewissen Abstand darüber, meist dort, wo die Lagerung flacher wird, an einer hö-

heren Überschiebungsfläche beginnen zu lassen. Die Steilstellung der Schiefer im Umkreis des abtauchenden Aarmassivs ist aber, wie gesagt, eine rein sekundäre Angelegenheit und die Innendisposition der Schiefermassen in der grossen Schieferdecke vor der Aarmassivhebung offenbar eine Frage für sich. Es erscheint denn auch die tektonische Abtrennung der äusseren Zone von den höher gelegenen inneren Schiefern an einzelnen Stellen, vor allem im Gebiet von Chur–Montalin, aber auch im Domleschg, als eine willkürliche Grenzziehung.

Kopp (Lit. 16) zum Beispiel hat eine Überschiebung seiner oberpenninischen Flyschdecke über liasische Schichten des Tomüllappens der Adula-Decke in der Zone der Spuntisköpfe oberhalb Chur angenommen, die nach ihm über den Montalin in das innere Prätigau weiterziehen sollte. Die Überschiebung sollte dort über dem Niveau der Klus-Serie und über der tiefsten, von Häfner (Lit. 11) ausgeschiedenen Serie bei Küblis ausstreichen. Die letzteren beiden Serien sollten nach Kopp tektonisch und stratigraphisch äquivalent sein, und dem Lias des Tomüllappens entsprechen. Ähnlich hatte auch schon Zyndel (Lit. 29) eine Überschiebung seiner oberpenninischen Prätigau-Flyschdecke auf die liasischen Schiefer Südwestbündens postuliert, ohne allerdings in unserem Gebiet genaue Ortsangaben für diese Überschiebung zu machen. Diese Überschiebungsfläche konnte aber bis heute nirgends als solche nachgewiesen werden. Im Gegenteil deuten alle Anzeichen darauf hin, dass wir es auch südlich von Chur mit einer normalstratigraphischen Serie von Bündnerschiefern zu tun haben, deren oberkretazische und tertiäre Schichtglieder einen besonders deutlich orogenen Charakter tragen, wie ich dies im stratigraphischen Teil darzulegen versucht habe.

Diese meine letztere Auffassung teilte auch Blumenthal (Lit. 6), der die ganze Prätigauer Schieferserie mit den tieferen und höheren Schichtgliedern als eine normalstratigraphische Serie dem Tomüllappen der Adula-Decke zuwies. Die Abtrennung dieser Adula-Decke gegen eine oberpenninische Flyschdecke nahm er weiter im Süden, im Schyn und im Gebiet von Tiefenkastel an, ohne diese obere Einheit aber genauer abgrenzen zu können. Damit kommen wir zum

B. Problem der tektonischen Stellung der Prätigauschiefer im Gesamtbauplan Graubündens.

Gegenüber den älteren Auffassungen der tektonischen Gesamtinterpretation ist nach meinen Untersuchungen zunächst jedenfalls das folgende festzuhalten: Wenn wir entlang dem westlichen Erosionsrand der penninischen Schieferdecke von Nord nach Süd, d. h. von der Luziensteig der Rheinlinie nach gegen Süden gehen, so liegen zunächst im Norden stratigraphisch jüngste Anteile (Oberkreide-Alttertiär) der Schieferserien der penninischen Überschiebungsfläche auf, während vom Ausgang des Prätigaus an dann die unterkretazischen Anteile an der Überschiebungsfläche einsetzen. Erst südlich von Chur schalten sich dann auch, zunächst offenbar bis zum Ausgang des Domleschg noch nicht in beträchtlicher Mächtigkeit, noch tiefere Schiefer ein, welche den tiefermesozoischen Horizonten entsprechen dürften. Wie nun diese tieferen Anteile zu gliedern sind, und wo zuletzt der sicher liasische Bündnerschiefer an der Überschiebungsfläche sich einstellt, kann nur anhand genauer Verfolgung und Vergleich der einzelnen im Norden der Plessur erkannten Schieferserien gegen das Domleschg und nach Süden in das Gebiet der auf sicheren Adula-Elementen ruhenden Schiefermassen entschieden werden. Die Frage nach den tieferen stratigraphischen Einheiten als die von mir bis zur Unterkreide ausgeschiedenen müsste so, infolge des allgemeinen westlichen

Axialanstieges, im Gebiete des vorderen Safientales, und vor allem in der Signina-Gruppe zu lösen sein. Diese Gebiete werden gegenwärtig von H. JÄCKLI und W. NABHOLZ bearbeitet, und es ist zu hoffen, dass ihre Studien weitere Abklärungen zu dieser Frage bringen.

Es seien vorläufig dazu nur einige Punkte berührt. Wie bei Chur, so scheint mir auch im Domleschg aus gleichen Gründen wie im Schanfigg eine tektonische Abtrennung der steileren, äusseren Schieferzone von Rothenbrunnen bis Rhäzüns von den höheren flacheren Partien nicht ohne weiteres bewiesen. Die von ARBENZ und W. STAUB (Lit. 1) als helvetische Relikte beschriebenen Gesteine von Nundraus, Pardisla und Tomba zeigen, dass im mittleren und inneren Domleschg die Schubbahn zwischen Penninikum und Helvetikum offenbar ganz flach liegt. Diese noch im inneren Domleschg auftretenden bündnerschieferfremden Gesteine müssen, wie mir mein Freund E. WEBER in Maienfeld versichert, trotz anderen Erklärungsversuchen, zum Beispiel als penninisches, deckentrennendes, tieferes Mesozoikum oder als Bergsturzhügel, immer noch am wahrscheinlichsten als Relikte der helvetischen Deckenunterlage bezeichnet werden. Die Zugehörigkeit zur stratigraphischen Serie einer helvetischen Decke scheint ihm ausser Zweifel, die Deutung als Bergsturzhügel infolge des relativ ungestörten Profils, zum Beispiel bei Nundraus, zum mindesten unwahrscheinlich. Am Ausgang des Domleschg, nördlich Rhäzüns, muss sich die Schubfläche dann bei der Annäherung an den Südabfall der Calanda-Gruppe flexurartig mit scharfem Knick emporheben. Ganz entsprechend sind auch die Schiefer zwischen Rhäzüns und Rothenbrunnen sekundär steilgestellt, während sie weiter taleinwärts flach liegen, was mit einer horizontalen Lagerung auch der basalen Überschiebungsfläche auf das Helvetikum übereinstimmen würde.

Was nun die Verfolgung meiner bis Chur ausgeschiedenen Serien anbetrifft, glaube ich die Gesteine von Juvalta und Rothenbrunnen sowohl nach ihrer Lage als auch nach dem lithologischen Charakter als Fortsetzung der Klus-Serie am Ausgang der Plessur-Schlucht annehmen zu dürfen. Diese Verbindung hat schon BLUMENTHAL (Lit. 6) betont und auch R. STAUB (Lit. 24, 25) angedeutet. Die darunter folgende Zone zwischen Val da Pedra und Rhäzüns ist ein tieferes Glied als die unterste im Prätigau-Gebiet aufgeschlossene Schichtgruppe. Ob sich diese Zone stratigraphisch unten an die beschriebene Serie anfügt, wie ich dies postulieren möchte, oder ob hier nach der Auffassung von KOPP (Lit. 16) und anderen eine Überschiebung auf tektonisch tiefere Elemente vorliegt, kann ich jedoch auf Grund der bis heute bekannten Feldbeobachtungen nicht zweifelsfrei entscheiden. Die Frage nach der stratigraphischen Basis der sicher mindestens bis Chur festgestellten, wahrscheinlich unterkretazischen Serie kann nur durch eine eingehende geologische Untersuchung der Signina-Gruppe gelöst werden. Ein Hineinstreichen von stratigraphisch tiefsten Schichtgliedern der Prätigauschiefer in die Signina-Gruppe ist, solange eindeutige Beweise für eine trennende Überschiebung fehlen, jedenfalls nicht von der Hand zu weisen. Auch R. STAUB nimmt dies des bestimmtesten an (Lit. 24, 25). Jedenfalls liegen nach meiner Auffassung auch am Eingang des Domleschg die Äquivalente der unterkretazischen Schiefer immer noch nicht sehr weit über der basalen Überschiebungsfläche, und es hat die sich einschaltende tiefere Serie nur eine beschränkte Mächtigkeit an dieser Stelle.

In einer höheren Zone, besonders in den untersten Partien des Tomilser-, Almenser- und Scharanser Tobels scheint mir ein Äquivalent zu der Valzeina-Serie vorzuliegen; diese Zone ist zu verfolgen von Maladers gegen den Zusammenfluss von Rabiusa und Plessur und muss unter den Spuntisköpfen gegen das Domleschg hin zu verfolgen sein. Im Profil des Schyn und der Viamala ist nach JÄCKLI (Lit. 13, 14) zwischen diese vorwiegend tonigen Schichten der Kieselkalkkomplex

des „Verlorenen Lochs" der unteren Viamala eingeschaltet, der sich nach Norden bis zur Albula oberhalb der Zentrale des Albula-Werkes verfolgen lässt; JÄCKLI lässt ihn von dort nach Norden in einzelne, dünne Kieselkalkbänklein in der tonigen Serie auslaufen. Die Rolle dieses Komplexes ist noch unklar, eventuell könnte er ungefähr dem Niveau der kieseligen Kalke von Juvalta entsprechen (lithologisch nicht direkt zu vergleichen) und damit als Unterkreide betrachtet werden. R. STAUB hielt den Kieselkalkkomplex von Sils von jeher als kretazisch. Auf jeden Fall liegt die tonschieferreiche Serie des unteren Almenser Tobels über ihm, während die Tonschiefer des Nollatobels auch am unteren Schyn-Ausgang bei Zollbrücke unter ihm liegen. Die höheren, kalkigeren Partien des Domleschg-Osthanges, etwa bei Falignas und Schall, können unschwer über den Dreibündenstein–Churwalden– und den Unterbau des Churer Jochs nach Castiel verfolgt werden. Sie erweisen sich damit als äquivalent zur Sassauna-Serie. Gegen Süden sind sie über die Schyn-Schlucht unterhalb Solis mit JÄCKLIS „Nollakalkschiefern" der oberen Viamala zu verbinden.

So glaube ich die unteren Serien der Prätigauschiefer, d. h. Klus-, Valzeina- und Sassauna-Serie, gegen Süden bis in das Profil der Viamala in gleicher Ausbildung verfolgen zu können.

Es drängt sich nun geradezu ein Vergleich der oberkretazisch-alttertiären Schichtglieder des Prätigaus mit den höheren Flyschserien der Stätzerhornkette auf. Im Gebiet südlich von Culmet folgen über den Kalkschiefern der Sassauna–Castiel-Serie in den meisten Profilen quarzitische Schichten; darüber folgt das von JÄCKLI (Lit. 13, 14) vom Safiental bis hieher verfolgte Hauptkonglomerat der Adula-Decke. Die letzteren beiden Bildungen, die Quarzite und das Hauptkonglomerat, wurden von G. SCHUHMACHER (Lit. 20) und GLASER (Lit. 10) weiter südlich mit der Nivaigl-Serie verbunden und als Ganzes mit dem Ausdruck „Grenzhorizont" bezeichnet, auf welchem nach diesen beiden Autoren der im wesentlichen über der Gelbhorndecke liegende Flysch transgredieren soll. Nach STREIFF (Lit. 26) und JÄCKLI (Lit. 14) sind Hauptkonglomerat und Nivaigl-Serie wenigstens im Schyn noch deutlich getrennt durch eine schmale Zone von Schiefern, die JÄCKLI zum Adulaflysch rechnet. Wie weit sich dieser Adulaflysch, der nach Mächtigkeit und Ausbildung höchstens mit einem nur kleinen Teil der Flyschserie des Prätigaus verglichen werden dürfte, gegen Norden, das heisst etwa gegen Culmet, von dem eigentlichen Flysch der Lenzerheide tektonisch abtrennen lässt (Vorschlag JÄCKLIS, Lit. 14), ist hier nicht zu entscheiden. Die Ansicht von P. ARBENZ und seiner Schüler, dass der Flysch der Lenzerheide in der Gegend von Cugniel und besonders bei Culmet mit einer Winkeldiskordanz auf seiner Unterlage transgrediere, erhält eine Bekräftigung auch durch eigene neuere Untersuchungen im Flyschkomplex der Lenzerheide, deren vorläufiges Resultat hier kurz mitgeteilt sei:

Mikropaläontologische Daten zur Altersfrage des Flysches der Lenzerheide.

Mit Hilfe eines grösseren Schliffmaterials gelang mir die Ermittlung einer alttertiären Foraminiferenfauna im Ruchbergsandstein der Lenzerheide. Grobe Sandsteine von St. Cassian (südlich Lenzerheide) lieferten im Dünnschliff relativ gut erhaltene Formen von Nummuliten und Discocyclinen. Herr Prof. W. LEUPOLD kommt bei der Untersuchung dieser Proben zum Schluss, dass es sich bei den Nummuliten um untereocäne Formen handelt. Vergleiche dieser Nummuliten von der Lenzerheide mit der Fauna der untereocänen Ruchberg-Serie im Prätigau zeigen vollkommene Identität der Formen. Damit kann der Sandsteinkomplex der Lenzerheide und des Piz Danis effektiv der untereocänen Ruchberg-Serie des Prätigaus und der Hochwanggruppe gleichgestellt werden. Der Zusammenhang dieser beiden Komplexe, der von den meisten früheren Autoren nach lithologischen Analogien stets angenommen wurde, ist damit endgültig bestätigt.

Was nun die kalkigeren Komplexe im Flysch der Lenzerheide anbetrifft, so glaube ich nach faziellen Vergleichen mit den Serien im Prätigau sowohl für die Gesteine des Crap la Pala als auch für jene des Stätzerhorns ein oberkretazisches, wahrscheinlich obersenones Alter annehmen zu dürfen.

Ich hoffe nach dem Abschluss der im Gange befindlichen Untersuchungen über weitere Daten zur Geologie des Flysches der Lenzerheide und seine näheren Beziehungen zu den Flyschserien im Prätigau berichten zu können.

Heute scheinen mir folgende Bemerkungen zur tektonischen Stellung des Prätigauflysches berechtigt zu sein: Die tieferen Schichtglieder der Prätigauschiefer, für die ich unter- bis mittelkretazisches Alter annehme, lassen sich über die Hochwang-Gruppe und das Stätzerhorn-Gebiet gegen den Schyn und die Viamala verfolgen, damit deutlich in die Zone sicheren Adula-Mesozoikums. Ein gleiches Verhalten kann wahrscheinlich für einen tieferen Teil der Oberkreide-Bildungen angenommen werden, mit lückenhafter Ausbildung oder Fehlen in der Region von Culmet. Die oberen Schichtglieder dagegen, höhere Teile der Oberkreide und die alttertiäre Ruchberg-Serie umfassend, ziehen in die Flyschzonen über den Schamser Decken. Die beiden Abschnitte werden im Süden von Solis getrennt durch Trias und Lias der Gelbhorn-Decke, weiter nördlich, sicher noch im Gebiet des Schyn, durch die Nivaigl-Serie, die seit langem als mesozoisches Glied der höheren Schamser Decken erkannt worden ist. Während die höheren Schichtglieder im Norden, im Prätigau und im Hochwang-Gebiet, zu der normalen tiefpenninischen Trogserie gehören, müssen so vom Schyn-Gebiet an gegen Süden die gleichen Serien auf hochpenninische Elemente der Schamser Decken transgredieren. Die Überschiebung der Schamser Elemente nach Norden über den Trog des Adulaflysches bis in die Gegend der Schynschlucht hat demnach senones Alter.

In der Region von Culmet scheint mir analog den Auffassungen von Arbenz, Glaser, G. Schuhmacher und R. Staub (Lit. 10, 20, 23) der jüngere Teil der Flyschserie, unter Fehlen zumindest eines Teiles der Oberkreide, auf die Schiefer des tiefpenninischen Troges zu transgredieren. Culmet muss so als Schwellenzone zur Zeit der Oberkreide aufgefasst werden. Es muss also in diesem Gebiet die von Leupold (Lit. 17) und R. Staub („Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie", 1934, und Lit. 23) schon seit langem verfochtene Transgression des Flysches von tiefpenninischen Einheiten auf hochpenninische tatsächlich existieren.

Während sich so die Frage nach der Zuteilung des Flysches zu einer bestimmten penninischen Decke mindestens für den stratigraphisch obersten Teil erübrigt, stellt sich die Frage nach der Zugehörigkeit der stratigraphisch tieferen Schichtglieder, die vom Prätigau über Hochwang, Domleschg gegen sicheres Adula-Mesozoikum verfolgbar scheinen. Blumenthal (Lit. 6) hat aus dieser Erkenntnis das ganze Gebiet des Hochwang und Prätigau mit der Adula-Decke, im speziellen mit deren oberstem Teilelement, dem Tomüllappen, vereinigt. Der Zuweisung der Gesamtschiefermassen von Maienfeld bis Thusis und Safien zu nur einem Teilelement der Adula-Decke wird man aber schon wegen der Grösse des erforderlichen Abwicklungsraumes nicht zustimmen können. R. Staub (Lit 23) hat schon 1937 die Ansicht ausgesprochen, dass das Prätigau im engeren Sinne einer nördlicheren Partie, etwa der Zone von Sion, entsprechen müsse. Hinzuweisen ist in diesem Zusammenhang ferner auf die verwandtschaftlichen Züge des Senon im Prätigau mit dem Sardonaflysch, was Leupold (Lit. 18) veranlasste, den Prätigauflysch etwa im Raume Maienfeld–St. Antönien in eine unweit südliche Fortsetzung des Sardonaflysches zu stellen, also auf jeden Fall in das nördlichste Penninikum.

Ferner sei hingewiesen auf die grosse Ähnlichkeit der fremden Gerölle und Blöcke im Prätigau-, Sardona- und einem Teil des Wäggitaler Flysches. Da diese Fragen noch weiter untersucht werden, möchte ich vorläufig nur folgendes kurz bemerken: Die kristallinen Gerölle, vor allem helle Gneise und Glimmerschiefer, lassen am ehesten ein Kristallin von der Art der Tessiner Decken oder der südlichen Anhängsel des Gotthardmassives vermuten. Die schon von D. TRÜMPY (Lit. 28) erwähnten sedimentären Komponenten, zu nennen sind vor allem Malm-, Urgon- und Turonkalke, zeigen ein Faziesgebiet mit stark helvetischem Einschlag an. Es ist 1937 von R. STAUB betont worden, dass der nördliche Teil des Prätigau-Troges „in erster Linie vom Helvetikum her mit Material bedacht wurde, als von einer grossen, nördlichen Hebungsaxe aus, in welcher wir heute die grossen Schichtlücken des Ultrahelvetikums erkennen können . . .". Diese Ansicht erhält eine Bekräftigung durch die Feststellung, dass im turonen und senonen Flysch des Prätigaus von Norden nach Süden sehr deutlich eine Abnahme der Geröllgrösse zu konstatieren ist.

Es erscheint mir nach diesen Feststellungen eine Herkunft der Schieferserie im Prätigau- und Hochwang-Gebiet aus tiefer penninischem Raum als Adula als die einzig mögliche.

Da, wie oben erwähnt, nach meiner Ansicht die tieferen Schichtglieder der Prätigauschiefer nach Süden in sicheres Adula-Mesozoikum hineinziehen, möchte ich für die Zeit des tieferen Mesozoikums und aufwärts wahrscheinlich bis in die tiefsten Horizonte der Oberkreide eine einheitliche Trogsedimentation über dem gesamten tiefpenninischen Raum (inkl. Adula) annehmen. Diese tiefpenninische Trogserie mit nur schwach akzentuierten Schwellenzonen würde sich erstrecken von der oben angedeuteten helvetisch-nordpenninischen Schwellenzone bis zu einer markanten Schwelle im Süden des eigentlichen Adula-Troges. Die ganze aus diesem einheitlichen Trog stammende Schiefermasse erscheint mir zwischen Prätigau und Domleschg, wenigstens in ihren stratigraphisch höheren Teilen, auch tektonisch ziemlich beisammen geblieben, d. h. nicht von tektonischen Verschiebungen grösserer Bedeutung zerschnitten zu sein.

Eine Ausnahme bildet die lokale Überschiebung der Prätigau-Schubmasse mit unterkretazischen Gliedern an der Basis auf die nur noch Oberkreide und Tertiär enthaltende Masse des Vilan. Diese frontale Verschuppung der in ihrem Schichtbestand in den nördlichsten Partien schon primär stark reduzierten Schieferdecke ist verständlich durch den nach Norden zu wachsenden Gegendruck bei der Anpressung der Schiefermasse gegen ihre nördlichen Widerlager. Auch die Überschiebung der oberkretazischen Gempi-Schuppe auf das Alttertiär der Prätigau-Schubmasse ist in dieser Hinsicht nicht von Bedeutung. Sie hat nur lokalen Charakter und ist als eine Folge der intensiven Zerschlitzung der stratigraphisch höchsten Teile der Schiefermasse bei der Überschiebung der ostalpinen Decken aufzufassen.

Eine tiefergreifende Trennung der Schiefermasse zwischen dem Ausgang des Prätigaus und dem Stätzerhorngebiet müsste sich an Einschaltungen von älteren Gesteinen zwischen jüngere Komplexe der unter- bis mittelkretazischen Serie bemerkbar machen. Jedenfalls sind bis heute noch keine solchen Einschaltungen von Trias oder auch nur sicherem Lias in diesen Gebieten gefunden worden. Es erscheint mir deshalb kaum möglich, im Hochwang- oder Stätzerhorngebiet tektonisch der Adula zugehörige Schiefermassen von solchen zu trennen, welche tektonisch eindeutig unter der Adula liegenden tiefpenninischen Einheiten angehören. Wohl mögen Scherflächen diese Serie durchschneiden; eine bedeutende Aufschiebung war aber mindestens bisher

in derselben nicht nachzuweisen. Solche bedeutendere Durchscherungen müssten auf jeden Fall vorsenonen Alters sein. Ob und in welchem Masse solche Trennungen durch vorsenone Überschiebungen stattfanden, darüber könnten uns nur genaueste Untersuchungen der stratigraphisch älteren Serien der Schiefermasse in den fraglichen Gebieten aufklären.

Eine spätere, tiefere tektonische Trennung während der letzten alpinen Phasen hat das ganze Gebiet jedenfalls nicht mehr erlebt. Dagegen spricht das Übergreifen des Alttertiärs und sicher noch von Teilen des Senon von den nördlichsten Partien des Prätigaus bis auf hochpenninische Elemente im Raume der Lenzerheide. Alttertiär und ein Teil des Senon bilden einen einheitlichen, gemeinschaftlichen, nur lokal in sich gestörten Deckel über der ganzen penninischen Schiefermasse, der sich vom Rheintal bei Maienfeld entlang dem ganzen Fensterrahmen des Prätigauer Halbfensters bis an die Albula verfolgen lässt. In der Auflagerung dieses Deckels auf seine Schieferunterlage ist ein primärstratigraphischer Verband zu sehen, der durch die Verfrachtung der ganzen penninischen Schiefermasse nach Norden und die lokale Verfaltung desselben im Prinzip nicht mehr stark gestört worden ist.

Literaturverzeichnis.

1. Arbenz, P. und Staub, W. Die Wurzelregion d. helvetischen Decken im Hinterrheintal u. d. Überschiebung d. Bündnerschiefer südlich von Bonaduz. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 55, 1910.
2. Arni, P. Geologische Forschungen im mittleren Rhätikon. Diss. Univ. Zürich, 1926.
3. Arni, P. Eine neue Siderolites Spezies (S. heracleae) . . . und Versuch einer Bereinigung der Gattung. Eclog. geol. Helv., 25, 1932.
4. Arni, P. Foraminiferen des Senons und Untereocäns im Prätigauflysch. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 65, 1933.
5. Arni, P. Über die Nummuliten und die Gliederung des Untereocäns. Eclog. geol. Helv. 32, 1939.
6. Blumenthal, M. M. Der Prätigauflysch und seine Stellung im Penninikum. Eclog. geol. Helv., 24, 1931.
7. Bolli, H. Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. Eclog. geol. Helv. 37, 1944.
8. Boussac, J. Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mém. p. serv. à l'expl. de la carte géol. dét. de la France, Paris, 1912.
9. Cadisch, J. Geologie der Weissfluhgruppe. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 49 I, 1921.
10. Glaser, Th. Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 49/VII, 1926.
11. Häfner, W. Geologie des südöstlichen Rhätikon. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 54/I, 1924.
12. Heim, Arn. Monographie der Churfirsten–Mattstock-Gruppe. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 20/II und III, 1913 und 1916.
13. Jäckli, H. Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams. Eclog. geol. Helv., 34, 1941.
14. Jäckli, H. Zur Geologie der Stätzerhornkette. Eclog. geol. Helv., 37, 1944.
15. Koch, G. A. Die Abgrenzung und Gliederung der Selvretta-Gruppe. Verl. Alfred Hölder, Wien, 1884.
16. Kopp, J. Der Anteil der Aduladecke am Aufbau des Prätigauer Helbfensters. Eclog. geol. Helv., 20, 1926.
17. Leupold, W. Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. Eclog. geol. Helv., 26, 1933.
18. Leupold, W. Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen zwischen Reuss und Rhein. Eclog. geol. Helv., 35, 1942.

19. SCHAAD, H. W. Geologische Untersuchungen in der südlichen Voralberger Kreide–Flyschzone. Diss. Univ. Zürich, 1925.
20. SCHUHMACHER, G. Geologische Studien im Domleschg. Diss. Univ. Bern, 1927. (Manuskript).
21. STAHEL, A. H. Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rhätikon. Diss. Univ. Zürich, 1926.
22. STAUB, R. Profile durch die westlichen Ostalpen, in Alb. Heim: Geologie der Schweiz, Bd. II, 2. Hälfte, Leipzig, 1922.
23. STAUB, R. Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich, 82, 1937.
24. STAUB, R. Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. Eclog. geol. Helv., 31, 1938.
25. STAUB, R. Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich, 87, 1942.
26. STREIFF, V. Geologische Untersuchungen im Ostschams. Diss. Univ. Zürich, 1939.
27. TERMIER, P. Sur la fenêtre de la basse-Engadine. C. R. Ac. Sc., Paris, 24 oct. 1904.
28. TRÜMPY, D. Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 46/II, 1916.
29. ZYNDEL, F. Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 41/I, 1912.

Manuskript eingereicht den 26. Juni 1946.

---

4. — MARTIN FORRER (Basel): **Über den Flysch der östlichen Wildhausermulde.** (Vorläufige Mitteilung.) Mit 1 Textfigur.

Die vorliegende Arbeit berichtet über einige Resultate, welche im Laufe einer geologischen Untersuchung der östlichen Wildhausermulde bisher erreicht wurden.

Es sollen dabei nur einige Ergebnisse von allgemeinerem Interesse behandelt werden. Für eine ausführliche Beschreibung der hier behandelten Tatsachen und vor allem für die hier nur gestreiften Punkte, sowie für andere, hier nicht verwertete Ergebnisse sei auf die später erscheinende Dissertation verwiesen. Ich möchte jedoch schon hier Herrn Prof. L. VONDERSCHMITT für seine wertvolle Unterstützung und sein stetes Interesse an dieser Arbeit bestens danken.

Das Untersuchungsgebiet umfasst die Gegend E von Wildhaus. Die Südgrenze wird von der Kreideserie der Churfirsten-Alvierkette, die Nordgrenze von der Kreide der Hohkastenfalte und die Ostgrenze vom Rheintal gebildet.

Die Angaben in der Literatur über das Gebiet sind spärlich und widersprechend. Die älteren Beobachter hielten die Flyschfüllung der östlichen Wildhausermulde für Eocän, so J. BACHMANN (1), ARN. ESCHER V. D. LINTH (6), C. MOESCH (26), ALB. HEIM (11) und ARN. HEIM (12). D. TRÜMPY (32) verglich den Flysch der östl. Wildhausermulde 1916 mit dem Flysch des Frastanzersandes, dem sog. Vorarlbergerflysch, den er als selbständige Decke betrachtete. ARN. HEIM (15) erkannte, dass die tektonischen Verhältnisse im Innern der Wildhausermulde komplizierter sind als bisher angenommen wurde und dass nur ein kleiner Teil des Flysches zur Säntis-Decke gehört.

Auch im Allgäu und Vorarlberg bemühte man sich um eine Klärung der Flyschfragen. Durch die Übertragung noch zu wenig gesicherter Anschauungen auf das Gebiet W des Rheins, im besondern die Wildhausermulde, stellten sich Gegensätze und Fehler ein. M. RICHTER (28) erkannte 1922 in der östl. Wildhausermulde seine „Flyschkalke" wieder, welche von Sandsteinen überlagert werden sollen,

die er den Oberzollbrücker Sandsteinen verglich. Der ganze Komplex sollte jedoch normal zur Säntis-Decke gehören.

Eine wichtige Notiz findet sich 1923 bei ARN. HEIM (17, p. 210). In der Gegend des Schützgontens im Simmitobel beschrieb er ein Paket von Drusberg-Schichten, auf Leistmergel überschoben. Dieses „ultrahelvetische Deckenrelikt" verglich er mit einem ähnlichen an der Hohen Kugel in der Fraxern-Bizau-Mulde, der östlichen Fortsetzung der Wildhausermulde. Dort war die Schichtserie dieser ultrahelvetischen Decke etwas vollständiger ausgebildet. Von M. RICHTER (29) und P. MEESMANN (25) erhielt diese Decke den Namen „Hochkugel-Decke". Ihre Schichtserie sollte von unten nach oben folgende Schichtglieder umfassen: Drusbergschichten, schwarze Gaultschiefer, „Leimern"-Kalk und -Mergel, Wildflysch, Fucoidenkalke und Flyschsandstein (= Oberzollbrücker Sandstein M. RICHTERS). Diese Serie stellten sie zum Ultrahelveticum. Sowohl M. RICHTER als auch P. MEESMANN glaubten Reste davon auch in der Wildhausermulde, z. B. am Fliegenspitz bei Amden, wiedergefunden zu haben.

Die Hochkugel-Decke als solche existiert nicht. Sie wurde aus heterogenen Elementen zusammengesetzt (vgl. hiezu die Arbeiten von M. RICHTER, A. CUSTODIS, M. BLUMENTHAL, E. KRAUS, vor allem Lit. 20, p. 42 und 75ff.). Die vermeintlichen Drusbergschichten der Hohen Kugel haben sich als Wangschichten erwiesen.

Ebenso gelang es in den „Drusbergschichten" des Schützgontens *Globotruncana stuarti* DE LAPPARENT und damit ihre Zugehörigkeit zu den Wangschichten nachzuweisen.

Im übrigen beschränkt sich die Literatur auf kurze Hinweise und vor allem auf das Gebiet westlich von Wildhaus.

In neuerer Zeit hat dann W. LEUPOLD (23, 24) einige Angaben über die östl. Wildhausermulde publiziert. Auch nach ihm (Lit. 23) gehört der Flysch nur zum kleinen Teil zur Säntis-Decke, und es lässt sich folgende Unterscheidung durchführen:

1) Säntiseigenes Tertiär. Dazu soll nur der dünne Nummulitenkalkzug von Lochalp gehören, mit *Nummulites millecaput*, *Nummulites pseudodistans* LEUPOLD, *Nummulites obesus* und *Assilina spira* (Lit. 23 und 9, p. 64). Diese Nummulitenkalke entsprechen also dem basalen und Untern Lutétien.
2) Die eigentliche Muldenfüllung. Sie wird von einer verschuppten Oberkreide- und Tertiär-Serie in Einsiedlerfacies aufgebaut. Wichtig ist hier, dass über einer abschliessenden Haupt-Nummulitenkalkbank von Lisighaus zuerst Fleckenmergel und dann Sandsteinflysch folgen sollen, welcher zur Schuppenzone gehört und jüngeres Alt-Tertiär sein könnte. Dazu stellt W. LEUPOLD auch die Sandsteinmassen der Gegend von Zollhaus in der östlichen Wildhausermulde.

Es schien nun interessant, den bisher etwas vernachlässigten Ostteil der Wildhausermulde geologisch detaillierter zu untersuchen. Es ergab sich Folgendes:

In grossen Zügen lassen sich in der östl. Wildhausermulde folgende Komplexe auseinanderhalten:

1) eine Zone von Oberkreide und Tertiär, welche zur eigentlichen Säntis-, resp. Churfirsten-Alvier-Schichtserie gehört;
2) eine darüber liegende Schuppenzone von Oberkreide und Tertiär (Amdenerschichten, Wangschichten, Nummulitenkalk und Fleckenmergel, Wildflysch mit Blöcken; rote, grüne und graue Mergelschiefer mit Breccieneinlagerungen usw.);

3) eine Flyschzone im Innern der östl. Wildhausermulde, hauptsächlich aus kieselig-quarzitischen und sandig-kalkigen Gesteinen aufgebaut. Dazu gehören u. a. die Sandsteine von Zollhaus. Sie lassen sich tektonisch und stratigraphisch gut von der unterlagernden Schuppenzone trennen, sind aber durch Einwicklung z. T. unter diese geraten;
4) das Gebiet der Klippen von Grabs.

Die weitern Ausführungen über diese im einzelnen oft sehr verschiedenartigen Zonen beschränken sich nun auf einige Beispiele von allgemeinerm Interesse.

1. Oberkreide und Tertiär der eigentlichen Säntis-Schichtserie.

Entlang dem Säntis-S-Rand lässt sich mit lokalen Variationen folgendes Profil beobachten:

Über den Amdenerschichten folgen ohne Wangeinschaltung Nummulitenschichten, welche schon von ARN. HEIM (13) und L. ROLLIER (31) eingehend beschrieben wurden, z. B. aus der Gegend von Lochalp. Die Nummuliten sprechen für das Untere Lutétien. Darüber folgen graue Globigerinenschiefer von wechselnder Mächtigkeit, ebenso Fleckenmergel mit roten und grünen Einlagerungen. Ca. 40—70 m über dem Nummulitenkalk treten dann in der Gegend zwischen Lochalp und Abendweid und NE von Abendweid hellbraungraue, brecciöse Sandkalke auf. Sie sind im Durchschnitt etwa 10 m mächtig, teils schiefrig, mit unebenen Unterflächen und feinen Glimmerschüppchen. Durch ihre Mikrofauna sind diese Sandkalke als Priabonien datiert. Überlagert werden sie wieder von Fleckenmergeln mit roten Lagen. Erst darüber folgen die Leistmergel der ersten Schuppe von Zone 2. Es ist also auch östlich von Wildhaus das Priabonien in der Säntis-Schichtserie sicher vertreten. Von W. LEUPOLD (24) wurde es in der Gegend von Amden festgestellt, wo das Priabonien direkt auf Oberkreide ruht. Hier wäre das unterlagernde Mitteleocän noch erhalten.

In faunistischer Hinsicht bietet dieses Priabonien Neues. Das Gestein ist fast völlig von Foraminiferen, Lithothamnien, Bryozoen und ihren Bruchstücken aufgebaut. Nummuliten und Discocyclinen sind selten, häufig dagegen schöne Asterocyclinen und Actinocyclinen. Sehr häufig finden sich Gypsinen. Neben zahlreichen Kleinforaminiferen treten Formen auf, die aus den Schweizer Alpen meines Wissens noch nicht beschrieben worden sind. Ich möchte an dieser Stelle Herrn Prof. M. REICHEL für seine stete Hilfsbereitschaft bei der Bestimmung der Mikrofaunen meinen besten Dank aussprechen.

Zu diesen aus den Schweizer Alpen noch nicht beschriebenen Formen gehören die Gattungen *Linderina* SCHLUMBERGER und *Chapmanina* SILVESTRI. Die hier auftretende *Chapmanina* cf. *gassinensis* SILVESTRI darf wohl als leitend für das Obereocän angesehen werden. *Linderina* ist in verschiedenen Formen vertreten; einige davon lassen sich *Linderina brugesi* SCHLUMBERGER aus dem Obereocän, andere *Linderina paronai* OSIMO, ebenfalls aus dem Obereocän, vergleichen.

Als weitere aus den Alpen noch nicht beschriebene Foraminifere tritt eine interessante grosse Form auf. Herrn Prof. M. REICHEL war sie schon früher in Schliffen aus dem Apennin aufgefallen. Andrerseits hatte Dr. P. BRÖNNIMANN in venezolanischem Material die gleiche Form beobachtet und eine gemeinsame Untersuchung war im Gange, als wir die Arbeit von F. G. KEIJZER (Lit. 19) bekamen, wo die genannte Form als *Tschoppina* KEIJZER beschrieben wird. Diese neue Gattung wurde aufgestellt für eine Form, welche CUSHMAN und BERMUDEZ

1936 irrtümlicherweise der Gattung *Pseudorbitolina* DOUVILLÉ zugewiesen und als *Pseudorbitolina cubensis* CUSHMAN und BERMUDEZ beschrieben hatten. Ob es sich bei unserer Form auch um die Art *cubensis* handelt, muss noch geprüft werden. Die Gattung *Tschoppina* konnte an folgenden Fundorten festgestellt werden:

1) Aus dem Obereocän von Cuba, zusammen mit Lepidocyclinen (F. G. KEIJZER, Lit. 19);
2) Aus dem Obereocän von Trinidad und Venezuela (mündl. Mitteilung von Dr. P. BRÖNNIMANN, Trinidad, und Sammlung M. BLUMENTHAL: Rio San Pedro, Nath. Museum Basel);
3) Aus dem Priabonien des Apennins (Mitteilung von Prof. M. REICHEL. Fundort: Monte Murlo; Lit. 27, p. 31, Fig. 3, Nr. 2b'; Schliffe der Sammlung O. RENZ, Geol. Institut Universität Basel);
4) Aus dem obern Priabonien von Biarritz (Mitteilung von Prof. M. REICHEL, Schliff Nr. 574, Geol. Institut Universität Basel. Fundort: Küste SSW Biarritz zwischen Côte des Basques und Villa Belza);
5) Aus Schliffen der Sammlung Dr. L. MORNOD, Fribourg (Fundort: Petit Mont, 50 m E du Chalet, SE Villarvolard);
6) Aus Lithothamnienkalk vom Pont de Feygire bei Châtel St. Denis (Sammlung L. VONDERSCHMITT, Geol. Institut Universität Basel, Schliff Nr. 224. Fundort: Lutétienkalk (?) im Wildflysch 75 m unterhalb Pont de Feygire bei Châtel St. Denis). Vgl. hiezu Lit. 8, p. 31ff.

Allem Anschein nach kommt dieser Form ein Leitwert für das Priabonien zu.

Als weitere interessante Form findet sich in diesen Priabonien-Schichten die *Halkyardia* cf. *minima* LIEBUS. Sie wird von H. HAUS (10) aus dem subalpinen Flysch der Schrattenfluh erwähnt. *Halkyardia* kenne ich ferner noch vom Col de Brételay im Val d'Illiez (Schliff Nr. 231, Sammlung L. VONDERSCHMITT, Geol. Institut der Universität Basel. Fundort: Oberste Kalkbank in den Globigerinenschiefern am Col de Brételay). Dort tritt sie zusammen mit *Nummulites fabianii* auf.

Weitere Anhaltspunkte für einen Vergleich dieses Priaboniens mit seiner neuartigen und fremden Fauna liegen bis jetzt in den Schweizer Alpen nicht vor. Vom Nordhang der Churfirsten ist mir nichts Vergleichbares bekannt.

Über diesem Säntis-Tertiär folgt nun gegen das Muldeninnere:

2. Die Schuppenzone.

Sie ist im einzelnen recht verschiedenartig ausgebildet und ihre einzelnen Glieder sind nicht immer leicht miteinander in Verbindung zu bringen.

Im N werden die Schuppen aufgebaut aus Amdenerschichten, Wangschichten, Nummulitenkalken und tertiären Fleckenmergeln. Die Wangschichten erreichen eine grössere Mächtigkeit und am Sommerikopf bei Wildhaus lässt sich ein Übergang aus den Leistmergeln zu den Wangschichten beobachten (vgl. auch Lit. 3). Das deutet darauf hin, dass wir uns in diesem Gebiet wohl ziemlich nahe der N-Grenze der ursprünglichen Wangtransgression befinden.

Während im N am Säntis-Südrand und in der Gegend des obern Simmitobels diese Ausbildung der Schuppen aus Amdenerschichten, Wangschichten, Nummulitenkalk und tertiären Fleckenmergeln auftritt, treffen wir in den Schuppen im S, am Churfirsten-Nordrand, ganz andere Verhältnisse. Die Schuppen sind dort aufgebaut aus Wangschichten, verbunden mit Wildflyschbildungen mit Blöcken; ferner treten cretacische Fleckenmergel auf, wie solche im übrigen Gebiet der östlichen Wildhausermulde zu fehlen scheinen. Damit verknüpft sind Nummulitenkalke, bunte tonige Mergelschiefer mit Breccieneinlagerungen, graue Mergel und tertiäre Glauconitkalke.

Diese Schuppenzone von Oberkreide und Tertiär bildet, trotz ihrer Verschiedenheit im N und S, gewissermassen eine einheitliche Umrandung der Flyschmassen im Innern der östl. Wildhausermulde und der Grabser Klippen. Ferner finden sich Glieder dieser Schuppenzone in der Gegend S von Bädli (Grabserberg), Wildflysch mit Blöcken steht im Walde W von Egg und in den Anrissen N von Unter der Wies an. Die Schuppenzone trennt hier in schmalem Zuge die Zone im Innern mit Sandstein (Zone 3) von den Grabser Klippen.

3. Der Sandsteinflysch im Innern der östlichen Wildhausermulde.

Im Innern liegen nun die schon mehrfach erwähnten Flyschmassen, welche hauptsächlich aus kieseligen Kalken, Mergeln, Quarziten und Sandsteinen bestehen.

Der Komplex ist auf verschiedene Schichtglieder der unterlagernden Schuppenzone überschoben, durch spätere Einwicklung jedoch teilweise unter diese Schuppenzone geraten (N-Hang Grabserberg).

Die Serie lässt sich lithologisch unterteilen. Das aus verschiedenen Aufschlüssen zusammengesetzte Sammelprofil durch diesen Komplex zeigt an der Basis eine bankige, vorherrschend tonig kieselig-quarzitische Ausbildung. Sehr charakteristisch ist ein hellgrauer, glauconitischer, kalkreicher Sandstein, ferner ein sandig-brecciöser, kalkiger, dunkelbrauner Schiefer mit viel Glimmer und Tonschmitzen. In dünnen Lagen findet sich mehrmals eine typische Breccie mit bis 1,5 cm grossen Komponenten von Kristallin, Quarz, Dolomit, Radiolarien- und Calpionellenkalken, Glaukonit und Inoceramenschalen.

Gegen oben nimmt die Serie immer mehr glimmerreichen kalkigen Sandstein auf und endet mit einer 100—200 m mächtigen grobgebankten Sandsteinbildung mit dünnen Mergelzwischenlagen.. Der Haupttypus ist ein leicht erkennbarer, sehr glimmerreicher, fast stets viel Pflanzenhäcksel führender, gelblichbraun anwitternder, innen blaugrauer, eher feinkörniger Kalksandstein.

Die ganze, in einen untern mehr tonig-kieseligen, und einen obern mehr sandigen Komplex getrennte Serie erreicht in der östlichen Wildhausermulde eine grosse Verbreitung. Die basalen Partien sind besonders in der Gegend des Simmitobels, ferner im untern Teil der Bäche am N-Hang des Grabserberges gut sichtbar. Die Hauptmasse der Sandsteine wurde etwas nach N vorgeschoben und bildet hauptsächlich die bewaldeten Hänge in der Gegend von Zollhaus und im Hinterwald.

Der ganze Komplex muss zum Cénomanien gestellt werden, teilweise noch zum untersten Turonien.

Dies ergibt sich aus dem Vorkommen von *Globotruncana apenninica* Renz, *Globotruncana stephani* Gandolfi, *Globotruncana alpina* Bolli, *Globotruncana renzi* Gandolfi, welche sowohl in den basalen Partien als z. T. (*G. apenninica* und *stephani*) auch in den hangenden Sandsteinen auftreten. Gegen oben stellen sich etwa an der Grenze, wo die basale Ausbildung in die fast rein sandige Partie übergeht, vereinzelte 2-kielige Globotruncanen ein, welche im Verein mit den *apenninica*-Formen auf unterstes Turonien deuten. Wie weit nach oben und nach unten die Serie ursprünglich reichte, kann nicht entschieden werden. Die Untergrenze ist hier eine tektonische Fläche, welche zudem in verschiedenen Niveaux auftritt. Das Hangende wurde abgetragen.

Es zeigt sich, dass nicht nur aus den Beobachtungen über die Lagerung des Komplexes, sondern auch aus stratigraphischen Gründen diese Sandsteinflyschmassen und ihre basalen Teile scharf von ihrer Unterlage,

der Oberkreide-Tertiär-Schuppenzone, getrennt werden müssen. Es handelt sich nicht um ein Auftreten von Sandstein in einer höheren Schuppe, sondern um ein tektonisch selbständiges Element von Cénomanien bis unterstem Turonien-Alter.

Um einen Anhaltspunkt über die Stellung und eventuelle Zugehörigkeit dieser cenoman-turonen Flyschserie zu gewinnen, lag es nahe, ihre Beziehungen zu den darüber liegenden Grabserklippen zu untersuchen, da eine Verbindung mit der unterliegenden Schuppenzone aus stratigraphischen und tektonischen Gründen nicht möglich ist.

Eine direkte Verbindung der grossen cenomanen Flyschmassen mit den Klippen ist jedoch im Felde nicht sicher nachweisbar. Im Grossen gesehen liegen die Klippen über den Sandsteinflyschmassen, die gegenseitige Grenze wird durch eine Zone von Wildflysch mit Blöcken und von Leistmergeln gebildet, welche zur unterlagernden Schuppenzone gehören. Meistenteils jedoch ist das Grenzgebiet durch Moränenablagerungen verdeckt.

4. Die tektonische Stellung des Cénomanien-Unter-Turonien-Flyschs; Vergleich mit angrenzenden Gebieten.

Im Allgäu und Vorarlberg können zwischen der schmalen Zone des Helvetikums im N, z. T. innerhalb deren Mulden, und der oberostalpinen Allgäu- und Lechtal-Decke im S drei Flyscheinheiten unterschieden werden: zuunterst die Liebensteiner-, darüber die Sigiswanger- und Oberstdorfer-Decke.

Interessant sind für uns speziell die Sigiswanger- und Oberstdorfer-Decke, die wir für unsere Zwecke gemeinsam betrachten können (vgl. auch Lit. 5, 20, 22, 30). In diesen Flysch-Decken folgt über Schichten in Tristelkalk-Facies eine bunte Serie von Kieselkalken, Sandkalken, Quarziten und Mergeln, welche zum Gault gestellt wird. Sie wird überlagert vom sogenannten Reiselsberger Sandstein, welcher wohl das Cénomanien und unterste Turonien vertritt. Diese Sandsteine entsprechen in ihrer Ausbildung und tektonischen Stellung unsern cenoman-unterturonen Flyschsandsteinen. Sie konnten westlich bis an den Rhein verfolgt werden und bilden den Gipfelsandstein der Hohen Kugel (von P. Meesmann (25) 1925 als tertiärer Oberzollbrückersandstein bezeichnet). Die Reiselsbergersandsteine liegen an der Hohen Kugel, wie E. Kraus (20) beschreibt, auf einer Schuppenzone von Wangschichten und Fleckenmergeln.

Schon D. Trümpy (Lit. 32), M. Richter (Lit. 28) und P. Meesmann (Lit. 25) haben diese höhern Vorarlberger Flyschmassen mit dem Flysch der östlichen Wildhausermulde verglichen.

Nach dem oben Gesagten liegt es daher nahe, die Gesteine der Cénomanienflyschserie der östlichen Wildhausermulde als westlichen Ausläufer der Sigiswanger-Decke zu betrachten.

Damit hängt eine weitere Zuteilung des Cénomanien–Unter Turonienflyschs der östlichen Wildhausermulde davon ab, welche Stellung im Gesamtbau der Alpen der Sigiswanger- und Oberstdorfer-Decke zukommt.

Die Sigiswanger-Decke liegt im Vorarlberg über der zum Ultrahelveticum gehörigen Liebensteiner-Decke. Das nächsthöhere Element ist die oberostalpine Allgäu-Decke. Es bleibt zur Einreihung also der Raum zwischen Ultrahelvetikum und Oberostalpin (Lit. 30). Facielle Argumente reichen nicht zu einer bestimmten Zuteilung.

Eine nähere Klärung bringt vielleicht die Verfolgung der Sigiswanger-Decke gegen W vom Allgäu und Vorarlberg aus. Am Rheintal schwenkt diese Decke um den Nordfuss des Rhätikons und zieht gegen die Falknis-Decke. In ihrer Schichtserie weisen beide grosse Analogien auf: Tristelschichten, Gault und graue Oberkreidemergel. M. Richter (30, p. 154) schreibt: „Im Falknisgebiet hat man den Eindruck, dass dort die Flyschzone in die Falknis-Decke fortsetzt oder zumindest in engster Beziehung zu ihr steht."

Das Fehlen des cenomanen Reiselbergersandsteins, dieses so mächtigen Schichtglieds der Sigiswanger-Decke, in der Falknis-Decke, erklärt sich wohl folgendermassen: Der Reiselsbergersandstein wurde von N her sedimentiert und nimmt schon innerhalb der Sigiswanger-Decke von N nach S bis auf wenige Meter ab, stellenweise fehlt er schon in der Sigiswanger-Decke völlig (Lit. 30, p. 138/139, 154; Lit. 22, p. 60; Lit. 5, p. 366—372).

Aus unsern Ergebnissen und dem oben Besprochenen lässt sich nun folgende Tabelle (s. Fig. 1) zusammenstellen:

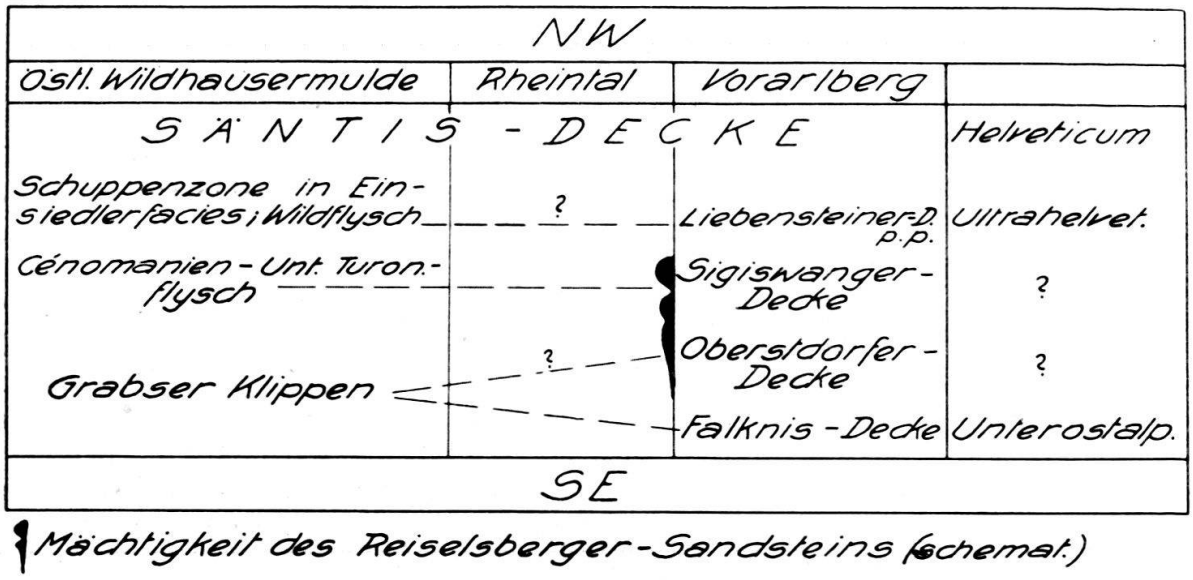


Fig. 1. *Parallelisation der Flyschablagerungen der Wildhausermulde mit denjenigen im Vorarlberg und Allgäu.*

Nach M. Richter (30) und A. Custodis (5) kommen die Sigiswanger- und Oberstdorfer-Decke (wegen ihren tektonischen Affinitäten zur Falknis-Decke) in das Gebiet des Unterostalpins zu liegen.

M. Blumenthal (2) und E. Kraus (22) betonen hingegen ausdrücklich eine ultrahelvetische Stellung der Sigiswanger-Decke.

Für beide Ansichten können gute Gründe vorgebracht werden. Doch reichen meines Erachtens die Tatsachen noch nicht aus, um eine Entscheidung dieser komplizierten Fragen herbeizuführen, Fragen, die in die prinzipiellen Ansichten über die Art der Alpenfaltung, die Sedimentation des Flysches und die palaeogeographische Lage seiner Ablagerungströge zu verschiedenen Zeiten eingreifen.

Einen wichtigen Beitrag zur Klärung der Frage nach der Stellung der Sigiswanger- und Obersdorfer-Decke darf man wohl von Untersuchungen in Liechtenstein erwarten.

Eine weitere Aufgabe ist es, die Verbreitung dieser Flyschmassen in der NE-Schweiz weiter zu untersuchen. E. KRAUS (21) hat 1932 seine Sigiswanger-Decke im Wäggital wiederzufinden geglaubt, ebenso an der Fähnern, wo ich mich letzten Herbst unter der freundlichen Führung von Hrn. Dr. H. EUGSTER vom Vorhandensein dieser höhern Flyschmassen auch an der Fähnern überzeugen konnte (vgl. dazu Lit. 7)[1]).

In der Gegend westlich von Wildhaus habe ich auf Vergleichsexkursionen noch keine Andeutungen dieser höhern Massen finden können. Es wäre möglich, dass bei Amden Reste dieser höhern Flyschmassen noch einmal auftreten. Sie scheinen einmal eine grössere Ausdehnung besessen zu haben, überstiegen das Hochkastengewölbe im Säntisgebiet, wo sie wohl das ihrige beitrugen zur Erzeugung der eigenartigen Faltung an der Marwies, und lieferten ferner Schutt in die oligocaene Molasse des Toggenburgs, wie man dies aus Angaben von K. HABICHT (9, p. 64ff.) entnehmen kann.

Geolog. Institut der Universität Basel, 16. Mai 1946.

Literaturverzeichnis.

1. BACHMANN, J.: Über petrefactenreiche exotische Blöcke im Flysch des Sihlthals und Toggenburgs. 1863.
2. BLUMENTHAL, M.: Kurze Notiz über die stratigraphisch-tektonische Aufteilung der ultrahelvetisch-austriden Grenzzone in Vorarlberg und im Allgäu. Jahrb. Geol. Bundesanstalt Bd. 86, Heft 3 und 4, 1936.
3. BOLLI, H.: Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. Eclogae Geol. Helv. 37; 2, 1944.
4. CORNELIUS, H. P.: Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. Geol. Archiv, 4 Jahrg., Heft 1—5, 1926/27.
5. CUSTODIS, A. und SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der bayrischen Berge zw. Hindelang und Pfronten im Allgäu. Neues Jahrb. Min., Beilagebd. 80, Abt. B, 1939.
6. ESCHER V. D. LINTH, A.: Die Sentis-Gruppe. Beitr. geol. Karte der Schweiz; Liefg. 13, 1878.
7. EUGSTER, H.: Bericht über die Exkursionen der Schweiz. Geol. Ges. in der Nord- und Nordostschweiz. Eclogae Geol. Helv. Vol. 36, Nr. 2, 1943.
8. GAGNEBIN, E.: Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. Mém. Soc. Vaud. Sc. nat., 1924.
9. HABICHT, K.: Geol. Untersuchungen im südl. sanktgallisch-appenzell. Molassegebiet. Beitr. geol. Karte d. Schweiz; NF 83, 1945.
10. HAUS, H.: Geologie der Gegend von Schangnau im obern Emmental. Beitr. geol. Karte d. Schweiz; NF 75, 1937.
11. HEIM, ALB., HEIM, ARN. und BLUMER, E.: Das Säntisgebirge. Beitr. geol. Karte d. Schweiz; NF XVI, 1905.
12. HEIM, ARN.: Über den Berglittenstein und die Grabser Klippe. Eclogae Geol. Helv., Vol. 9, Nr. 3, 1907.
13. HEIM, ARN.: Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe. Beitr. geol. Karte d. Schweiz; NF 20, 1910.

---

[1]) Anfangs August 1946 wurde bei Begehungen an der Fähnern und in der östl. Wildhausermulde gemeinsam mit Hrn. Dr. H. EUGSTER erneut die grosse Ähnlichkeit des Flyschs des Fähnerngipfels mit dem cenoman-unterturonen Flysch der Wildhausermulde sowohl in bezug auf die tekton. Stellung als auch auf die litholog. Ausbildung festgestellt. Anschliessende Dünnschliffbetrachtungen ergaben jedoch eine kleine Altersdifferenz zwischen den 2 Flyschkomplexen. Eine direkte Parallelisierung ist also nicht mehr durchführbar, trotzdem sich beide Komplexe zu entsprechen scheinen.

14. HEIM, ARN. und OBERHOLZER, J.: Geol. Karte der Alviergruppe. Spez.-Karte Nr. 80, 1917.
15. HEIM, ARN.: Das helvetische Deckengebirge. Sonderabdruck aus HEIM, ALB. „Geologie der Schweiz", Bd. 2, 1919.
16. HEIM, ARN.: Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnerngruppe) und das Problem der Kreidenummuliten. Beitr. geol. Karte d. Schweiz; NF 53, 1923.
17. HEIM, ARN.: Beobachtungen in den Vorarlberger Kreideketten. Eclogae Geol. Helv., Vol. 18, Nr. 2, 1923.
18. HEIM, ARN. und BAUMBERGER, E.: Jura und Unterkreide in den helvet. Alpen beidseits des Rheins. Denkschr. Schweiz. natf. Ges. 68, Abh. 2, 1933.
19. KEIJZER, F. G.: Outline of the Geology of the Eastern Part of the Province of Oriente, Cuba. Diss., Utrecht 1946.
20. KRAUS, E.: Der nordalpine Kreideflysch. 1. Teil. Geol. und pal. Abh., NF 19; Heft 2, 1932.
21. KRAUS, E.: Über den Schweizer Flysch. Eclogae Geol. Helv. Vol. 25, 1932.
22. KRAUS, E.: Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. (Der nordalpine Kreideflysch, 2. Teil.) Neues Jahrb. für Min., Beilagebd. (Abh.), Abt. B, Bd. 87, 1942.
23. LEUPOLD, W.: Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. Eclogae Geol. Helv., Vol. 30; Nr. 1, 1937.
24. LEUPOLD, W.: Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. Eclogae Geol. Helv., Vol. 35, 1942.
25. MEESMANN, P.: Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintals. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 37, 1925/26.
26. MOESCH, C.: Geol. Beschreibung der Kalkstein- und Schiefergebirge der Kantone Appenzell, St. Gallen, Glarus und Schwyz. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Liefg. 14, 1881.
27. RENZ, O.: Stratigraphische und mikropal. Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide — Tertiär) im zentralen Apennin. Eclogae Geol. Helv., Vol. 29; Nr. 1, 1936.
28. RICHTER, M.: Über den Zusammenhang der Säntis-Churfirstengruppe mit dem Bregenzerwald. Verh. geol. Bundes-Anst., Nr. 4 und 5, 1922.
29. RICHTER, M.: Beiträge zur Geologie der helvet. Zone zwischen Iller und Rhein. Mitt. geol. Ges. Wien; Bd. 17, 1924.
30. RICHTER, M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. Deutscher Boden, Bd. 5; Bornträger, Berlin, 1937.
31. ROLLIER, L.: Supracrétacique et Nummulitique dans les Alpes suisses orientales. Beitr. geol. Karte d. Schweiz; NF 53, 1923.
32. TRÜMPY, D.: Geolog. Untersuchungen im westl. Rhätikon. Beitr. geol. Karte d. Schweiz; NF 46, 1916.

Manuskript eingereicht den 18. Mai 1946.

---

5. — R. A. SONDER (Oberrieden b. Zürich): **Zur Sedimentationsnorm des Flysches.** Ein Diskussionsbeitrag. Mit 1 Textfigur und 1 Tabelle.

An der Flyschtagung wurde die Frage berührt, ob der Begriff Flysch mehr verallgemeinert werden könnte als Bezeichnung von besonderen Gesteinsserien, welche während bestimmten Phasen der Gebirgsbildung auftreten. Die Diskussion ist insofern erschwert, als es an Methoden mangelt, um unabhängig von mehr persönlichen Bewertungen an Hand bestimmter, statistisch erfassbarer Merkmale Sedimentserien zu vergleichen. Ich habe seit einiger Zeit versucht, eine derartige Methodik aufzubauen, welche nach den bisherigen eigenen Resultaten sich gut eignen dürfte, eine bestehende Lücke zu füllen. AUG. LOMBARD hat in seinem

Referate an der Tagung auf eine Darstellungsweise hingewiesen, die zwar nicht identisch ist mit meiner eigenen, aber doch damit eine gewisse Ähnlichkeit besitzt.

Die meiste Sedimentation hängt von den hydraulischen Transportmöglichkeiten ab. Daneben bestehen noch aerische Transportmöglichkeiten, welche man aber für die Bewertung der meisten Sedimentationsvorgänge ausser acht lassen kann. Beschränkt man sich auf die herrschende hydraulische Sedimentationszufuhr, so kann man in den Ablagerungsprodukten drei bis vier Hauptgruppen erkennen, wie folgt:

S-Gruppe: So benannt, weil das verbreitetste Sedimentationsprodukt derselben Sand ist. Es sind dies diejenigen Ablagerungen, welche durch starke Wasserbewegungen herangeschafft werden, nämlich Konglomerate, Kiese, Sande (Psephite, Psammite). Sie weisen auf Flusstransport und strandnahe Ablagerung. Nur unter besonderen Verhältnissen können Sande gelegentlich in grösserer Küstenferne und Tiefe als Sedimente auftreten.

T-Gruppe: So benannt, weil in ihr Tongesteine typisch sind (inkl. sandige Tone und Mergel, d. h. Pelite). Es handelt sich um feinere Suspensionen mechanischer Natur, welche in schwach bewegtem Wasser relativ leicht aufgewirbelt werden und langsam wieder ausfallen. Sie können deshalb in leichtbewegten stehenden Gewässern auch in grössere Küstenferne gelangen.

C-Gruppe: So benannt, weil $CaCO_3$-reiche Produkte die Hauptmasse der bekannten Sedimente dieser Gruppe liefern. Es handelt sich um Sedimentationen, welche ursprünglich im Wasser gelöst waren und damit unter Umständen fast unbegrenzte Transportmöglichkeiten auch in Wasserbecken haben. Sie werden aus dem Wasser ausgefällt, sei es durch Erreichen der Löslichkeitsgrenze oder durch chemische oder biochemische Prozesse. Bei typischer langsamer Mangelsedimentation ist es möglich, dass lufttransportierte Tone auch in grösster Küstenferne auftreten, wie z. B. die heutigen Tiefseetone, so dass man deshalb auch noch derartige Tonbildungen (Mangeltone) mit zur C-Gruppe rechnen muss, d. h. die Gruppe umfasst: Kalke, Salze, Dolomite, Kieselkalk, Radiolarite usw. sowie gewisse Tone.

D-Gruppe: Eine eingehendere Unterteilung muss zweckmässigerweise die typischen Mangelsedimente wie Radiolarite, Kieselkalke, Mangeltone von der C-Gruppe abtrennen und einer D-Gruppe (Defizitäre Sedimentation) zuordnen, doch wurde dies nachstehend nicht durchgeführt. Näheres darüber und über die Ursachen der lithologischen Fazies siehe meine Mitteilung zur Herbsttagung 1946: Meerestiefen und lithologische Fazies.

Man geht nun so vor, dass man die totale Mächtigkeit einer Sedimentserie ermittelt und möglichst genau ausrechnet, wieviel Meter Sediment auf die einzelnen Gesteinstypen fallen. Die einzelnen Schichten werden dann zu den S-, T- und C-Gruppen zusammengezogen und ermittelt, wie gross der prozentuale Anteil von S, T und C an der Gesamtserie ist. Dieser Gruppenwert wird als *Sedimentationsnorm* bezeichnet oder auch als Hauptnorm im Gegensatz zu Unternormen, welche sich ausrechnen lassen, wenn man die einzelnen Gruppen in Untergruppen aufteilt. Darauf soll aber hier nicht eingetreten werden. Offenbar drücken sich in

systematischen Änderungen der Sedimentationsnorm von Sedimentserien massgebliche Änderungen in den Zufuhrbedingungen aus.

Ich habe versucht, diese Methode auf das nördliche alpine Vorland anzuwenden, um die Frage zu beantworten, wie sich die Sedimentation in der Zeit von der herzynischen zur alpinen Gebirgsbildung entwickelte. Leider stösst man auf ziemliche Schwierigkeiten, wenn man genaue Zahlen erhalten will. Man hat bisher kaum versucht, solche Werte in Einzelprofilen zu ermitteln, wozu am ehesten der Feldbearbeiter in der Lage ist. BERSIER hat derartige Angaben gemacht über die Zusammensetzung eines grösseren Profiles chattischer Molasse. Die nachstehenden Zahlen wurden grösstenteils durch Nachmessen von Sammelprofilen erhalten, und es ist deshalb wohl möglich, dass eine eingehendere Untersuchung etwas andere Resultate ergeben könnte. Die Zahlen basieren auf Profile aus Molasse, Juragebirge und helvetischer Kreide, inkl. Flyschprofile.

Tabelle 1. Sedimentationsnormen.

Zeit	Mittlere Mächtigkeit in m	Sedimentationsnorm		
		S	T	C
Perm	320	41	53	6
Trias	300	14,5	26,5	59
Jura	1240	0	35,5	54,6
Kreide	1350	7,5	48	44,5
Tertiär	6400	48	47	5
Totalnorm	9610	35	45	20
Weltmittel; seit Kambrium				
nach SCHUCHERT	79 000	36	44	20
nach LEITH & MEAD	über 200 000	32,5	47,5	20

Man erkennt aus der Tabelle, dass die Sedimentationsnormen in den verschiedenen aufeinanderfolgenden Zeiten sehr stark gewechselt haben, jedoch vom Perm über das Mesozoikum im jüngeren Tertiär zu ähnlichen Normen zurückkehren. Es hat sich in diesem Zeitraum eine Art Zyklus vollzogen. Man kann denselben in seinem Kreislauf graphisch verfolgen, wenn man die Projektionswerte in einem OSANN'schen Dreieck aufzeichnet. Ausgedehntere nicht publizierte Untersuchungen an nichtalpinen Schichtserien haben ergeben, dass die in Tabelle 1 auftretenden Sedimentationsnormen nicht nur typisch sind für die Verhältnisse, wie man sie etwa im nördlichen alpinen Vorland findet, sondern typische Sedimentationsverhältnisse widerspiegeln, welche man immer wieder antrifft. Die angeführten Mittelwerte für Perm und Trias sind allerdings weniger typisch, weil sie auf kleine Profile bezogen sind. Wenn man grössere derartige Serien aus Europa zusammenstellt, so liegen die Projektionspunkte für das Perm mehr gegen S verschoben und für die Trias mehr zwischen S und C, so wie es in der Dreieckdarstellung durch Pfeile und Kurven angedeutet ist, welche die Allgemeingesetze der Verschiebung der sedimentären Gleichgewichte unter den S-, T- und C-Produkten im Laufe des Zyklus zur Darstellung bringen. Man erkennt diese Entwicklung, sobald man an Hand eines umfangreicheren Materials mehr in Details geht (siehe Fig. 1).

Rechnet man den Mittelwert aus, um den die Sedimentation im Verlaufe des Zyklus kreist, so zeigt es sich, dass der Mittelwert für das nordalpine Vorland

in seiner Hauptnorm einigermassen identisch ist mit der universellen Sedimentationsnorm, seit dem Kambrium, nach Zusammenstellungen, welche LEITH, MEAD und SCHUCHERT durchgeführt haben (siehe Tabelle 1).

Damit kehren wir zu unserem Ausgangsproblem zurück, d. h. zur Stellung der flyschartigen Sedimentation im Rahmen dieses gesamten Zyklus. Es ist bekannt, dass Bündnerschiefer, Flysch und Molasse als natürliche Gesteinsfolge angesprochen wurden (M. BERTRAND), welche nicht nur alpine Bedeutung haben. Die ungefähren Sedimentationsnormen dieser Gesteinsserien sind im OSANN'schen

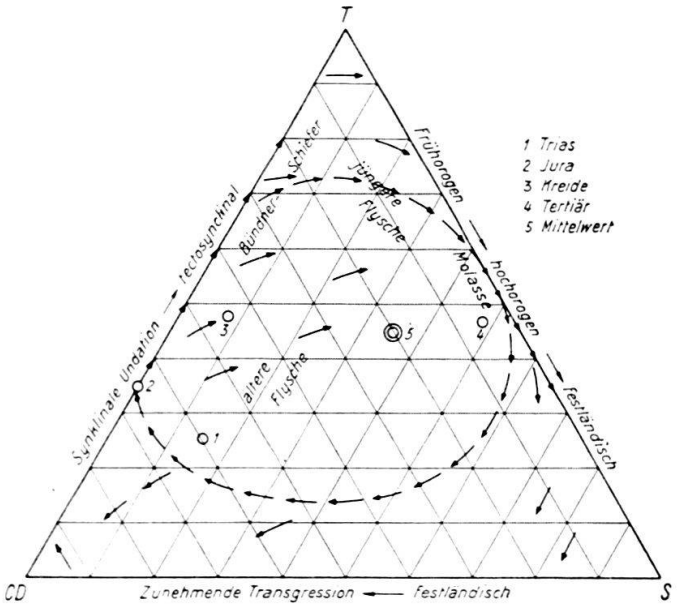


Fig. 1. *Mesozoisch-tertiärer Sedimentationszyklus (Nordschweiz).*

Dreieck angegeben. Typische Bündnerschiefer und Flysche scheinen Gesteinsserien zu sein, in denen die T-Gruppe meist die Hälfte und mehr der Gesamtmächtigkeit einnimmt. Die restlichen Prozentanteile verteilen sich auf die C- und die S-Gruppe, und zwar dergestalt, dass bei den Bündnerschiefern C-Vormacht herrscht, bei den Flyschgesteinen in grösseren Serien S-Vormacht.

Allerdings ist zu sagen, dass speziell bei den Flyschserien, wie sie von den alpinen Geologen ausgeschieden werden, auch Gesteinsverbände anzutreffen sind, wo der Tonschichtenanteil kleiner ist. Es scheint dies speziell für viele kretazische Flysche zuzutreffen, obwohl man sich diesbezüglich vorläufig relativ sorgfältig ausdrücken muss, bis ein genaueres statistisches Material vorliegt. Im Sinne einer strengen sedimentstatistischen Betrachtung würde man die gesamte Gruppe der Flyschserien zwei Normtypen zuteilen. Allgemein stratigraphisch gesehen, stellen die Flyschserien in ihrem Aufbau den Umschlag dar von fast reiner T–C-Sedimentation im geosynklinalen Stadium zu der fast reinen T–S-Sedimentation im hochorogenen Stadium. In diesem Sinne kann man wohl sagen, dass derartige Entwicklungen allgemeinere Gültigkeit haben.

Damit keine Irrtümer entstehen, muss noch gesagt sein, dass wohl so ziemlich zu allen Zeiten für kürzere Zeitabschnitte Sedimentationsnormen verschiedenster Art gefunden werden können. Die beschriebene Sukzession der Typen kommt erst dann richtig zur Geltung, wenn die Profile längere Zeiträume bzw. statistische Durchschnittswerte aus verschiedenen Profilen wiedergeben. Will man weitere

Kennzeichen flyschartiger Sedimentation erkennen, so dürften vergleichende Studien der Schichtung und der zyklischen Sedimentation wichtig werden, auf die ich aber hier nicht eintreten kann. Die vorgängigen summarischen Ausführungen wollen mehr als Anregung dienen, wie man mit dem Begriff der Sedimentationsnorm von Gesteinsserien Sedimentationsprobleme erfassen kann, welche bisher wenig diskutiert wurden. Ich glaube, wenn diese Betrachtungsweise sich mehr einbürgert, wird man sie immer mehr als unentbehrliches Hilfsmittel schätzen lernen.

Manuskript eingegangen den 27. Mai 1946.

---

6. — Léon Mornod (Romont): **Extension et position de la Série de Cucloz à la base du Niremont et des Pléiades.** Avec 3 figures dans le texte.

1. Introduction.

Les séries basales de la chaîne du Niremont et des Pléiades sont encore un point obscur de la stratigraphie du front des Préalpes bordières, entre Montreux et Semsales.

De grandes masses de terrains faites d'une alternance irrégulière de schistes et de grès s'interposent, en effet, entre, d'une part, la Molasse rouge de la Veveyse et les Poudingues du Pélerin, et, d'autre part, les terrains jurassiques ou crétaciques des Préalpes. Il importe, dans cet ensemble, de faire la part des terrains se rapportant à la Molasse marine rupélienne et la part des terrains relevant du domaine du Flysch préalpin. Mais la similitude de faciès entre ces deux formations a offert des difficultés à tous les géologues qui ont tenté de les individualiser.

E. Gagnebin (4, p. 32), à la suite d'auteurs comme B. Studer (13, p. 32), a déjà attiré l'attention sur ce problème. Décrivant le chaînon préalpin compris entre Montreux et Semsales, il distingue, dans sa bordure externe, deux termes stratigraphiques en succession normale et chevauchant la Molasse:

a) Le Flysch noir de base qui renferme les Couches à Cyrènes de la Veveyse de Feygire (2, 6), des calcaires à Lithothamnies et Assilines, les grès de Cucloz. L'ensemble date du Lutétien supérieur ou Auversien.

b) Le Wildflysch formé de schistes broyés et calcaires divers, chargés de lames mésozoïques. Son âge serait Lutétien, probablement Auversien.

En 1931, E. Baumberger (1, p. 215) rapporte à la Molasse du Stampien inférieur ou Rupélien les Couches à Cyrènes de la Veveyse de Feygire. Plus tard, en 1937, Aug. Lombard (7) découvre une lentille de grès polygéniques dans le soubassement des Voirons. Il en reconnaît un équivalent dans les grès de Cucloz décrits par E. Gagnebin, à la base des Pléiades. Les grès ou conglomérats polygéniques de Cucloz-Voirons-Collines du Faucigny sont des grès de Taveyannaz priaboniens du type de la Clusaz, arrachés à leur soubassement lors de la progression des nappes préalpines.

Cette série s'égrène en lentilles sur le plan de chevauchement des Préalpes sur la Molasse.

Aug. Lombard propose dès lors une nouvelle subdivision des séries basales des Pléiades. En admettant que le plan de chevauchement des Préalpes passe sur la lentille de Cucloz, on aura, dans la Veveyse de Feygire, en prolongeant vers le NE ce plan de chevauchement, vers l'amont, le Flysch à calcaire à Litho-

thamnies et les lames mésozoïques préalpins, et, vers l'aval, les Marnes à Cyrènes rupéliennes, relevant de la Molasse. En 1940, AUG. LOMBARD (8, p. 18, 19, 88, 89) maintient ces mêmes points de vue.

En 1943, M. VUAGNAT (14, p. 388) devait reprendre l'étude pétrographique des grès de Cucloz. L'auteur confirme l'interprétation d'Aug. Lombard et assimile les grès polygéniques du front des Préalpes à ses «Grès de Taveyannaz du Val d'Illiez». La parfaite similitude des caractères lithologiques justifie un tel raccord.

Dans une précédente communication, (10, p. 490) nous avons assimilé ces terrains au Flysch subhelvétique, largement représenté dans la région de Bulle par les Couches de Villarvolard. Nous avons daté l'ensemble du Sannoisien.

Poursuivant, dès 1943, des recherches sur la Molasse subalpine et le bord alpin de la région entre Semsales et Montreux, nous n'avons pas tardé à reconnaître, pour la Série de Cucloz, une extension et une position qui méritaient d'être signalées aujourd'hui. Nous nous bornerons à énoncer quelques résultats sur cette formation, sans la prétention d'établir ici une stratigraphie complète et définitive de la Molasse subalpine et des séries basales des Préalpes. Il s'en dégage cependant une tectonique régionale nouvelle.

Nous avons largement bénéficié de la belle carte géologique de E. GAGNEBIN (3) dessinée de main de maître. Elle fut le point de départ et la base de toutes ces recherches. Nous avons eu plus d'une fois le plaisir de parcourir la région avec M. E. GAGNEBIN qui nous a toujours vivement encouragé à publier ces quelques résultats.

2. Caractères distinctifs de la Série de Cucloz.

Toute la masse se présente sous un faciès détritique: des schistes argileux ou gréseux micacés, noirs ou d'un brun sombre, dans lesquels s'intercalent irrégulièrement des grès polygéniques d'une teinte verte, en assises, en bancs, en plaques ou en feuillets. Parfois l'alternance de schistes et de grès fins, plaquetés ou feuilletés, gris et micacés, devient régulière; rarement les grès prédominent ou constituent à eux seuls des complexes lithologiques à large extension horizontale. Ce cas se présente parfaitement à Cucloz.

Dans les grès grossiers, les galets atteignent 1 à 2 cm. Quelques grands galets de 10 à 15 cm de diamètre sont disposés en traînées à la base de certains gros bancs, à Cucloz.

L'intercalation de diverses variétés de grès conglomératiques grossiers et de grès fins d'un vert franc, pareils à ceux de Cucloz, nous permet d'attribuer à cette série les grands complexes de schistes qui les renferment. C'est le seul critère que nous ayons trouvé.

Une diagnose microscopique des Grès de Cucloz est donnée dans le travail de M. VUAGNAT (14, p. 388). Comme l'ensemble du Flysch subhelvétique, ils contiennent des porphyrites andésitiques et arborescentes, des roches vitreuses vertes, des roches éruptives diverses, des feldspaths isolés abondants, des jaspes rouges et verts à radiolaires. Dans la gamme des roches sédimentaires, les matériaux résistants, comme les calcaires siliceux ou pyriteux, prédominent largement.

Les écailles de Poissons que l'on découvre dans chaque affleurement n'ont pas de valeur stratigraphique (10, p. 492). Elles s'identifient à l'espèce répandue dans le Rupélien: *Clupea longimana* HECKEL. Les Foraminifères sont tous remaniés.

En l'absence de preuves paléontologiques contraires, nous admettons pour la Série de Cucloz, comme pour l'ensemble du Flysch subhelvétique, un âge Sannoi-

sien (9, p. 444). Des considérations stratigraphiques générales et la localisation du bassin sédimentaire du Flysch subhelvétique nous le font considérer comme la série terminale du Flysch des régions helvétiques parautochtones de Suisse occidentale. Nous entendons ici le terme parautochtone dans le sens que lui ont donné L. Collet, M. Vuagnat et Ch. Ducloz, c'est-à-dire une partie de l'autochtone décollé de son soubassement et poussé en avant par les nappes helvétiques inférieures.

3. Ses affinités et différences avec le Wildflysch et la Molasse marine rupélienne.

C'est avec ces formations que la Série de Cucloz entre habituellement en contact. Sa délimination par rapport au Wildflysch ne présente pas de grandes difficultés. Le Wildflysch s'en distingue par le faciès broyé de ses schistes auxquels s'associent toujours des roches organogènes, des calcaires à Lithothamnies, Discocyclines, Nummulites, etc., où s'intercalent toujours des lames de roches mésozoïques, surtout de Turonien et de Malm. La limite est toujours assez franche, facile à reconnaître.

Les rapports et différences entre la Molasse marine rupélienne et le Flysch subhelvétique sont déjà analysés ailleurs (9, p. 443). Rappelons que le Rupélien se distingue du Flysch subhelvétique sannoisien par la rareté des grès polygéniques grossiers, leur pauvreté en porphyrites, en fragments de roches vitreuses, leur teinte grise. En outre, on trouve toujours dans le Rupélien de petites Cyrènes, de petits Cardium, Melanopsis, etc., qui manquent dans le Flysch subhelvétique. Nous pouvons ici préciser la stratigraphie et la tectonique de la zone molassique subalpine.

4. Quelques remarques sur la stratigraphie et la tectonique de la Molasse subalpine.

Les terrains de la Molasse subalpine se succèdent, de haut en bas, dans l'ordre stratigraphique suivant:

a) Poudingues du Pélerin	Chattien
b) Molasse à charbon (+ Mol. rouge de Ritter (12) .	
c) Molasse rouge de la Veveyse	
d) Grès de Vaulruz	Rupélien
e) Marnes à Cyrènes	

E. Gagnebin admet (5, 679—681) des passages latéraux ou verticaux entre différents termes de cette série; la Molasse à charbon serait un faciès latéral des Poudingues du Pélerin et ces derniers passeraient rapidement à la Molasse rouge. Nos connaissances ne sont pas encore assez avancées pour confirmer ou infirmer cette manière de voir.

Il convient de préciser la stratigraphie et l'extension du Rupélien puisque le problème envisagé dans cette note consiste à délimiter, à la base du Niremont et des Pléiades, le Rupélien des terrains du Flysch subhelvétique.

Le Rupélien, si bien représenté dans la région de Bulle-Vaulruz (9), se retrouve, en Veveyse, avec ses deux principales subdivisions, de haut en bas:

a) Grès de Vaulruz,
b) Marnes à Cyrènes.

a) Les Grès de Vaulruz, d'une puissance de 25 m. environ, sont toujours caractérisés par des grès micacés, glauconieux, pyriteux, gris bleuâtre, en assises, en dalles ou plaquettes. On ne voit nulle part leur passage aux Marnes

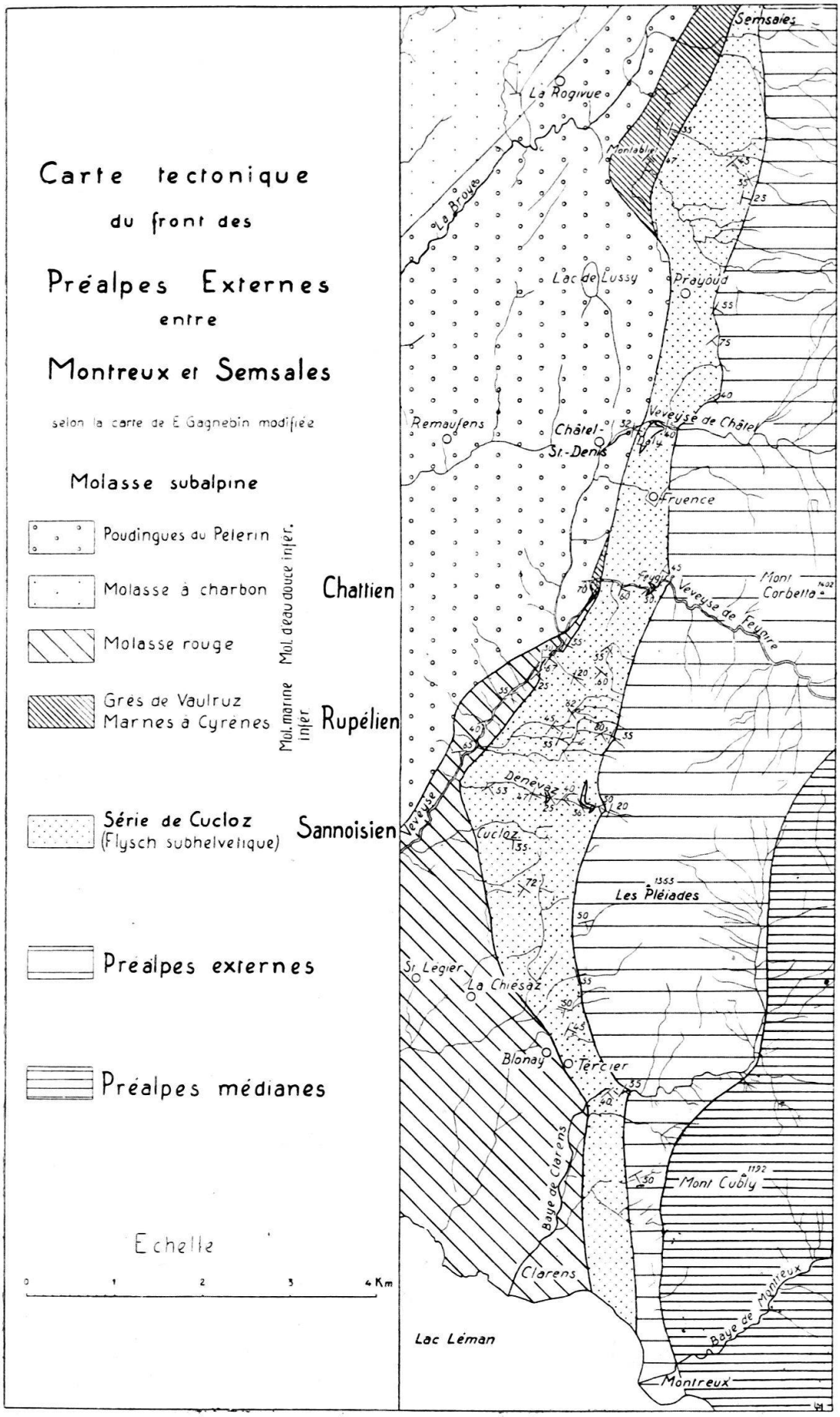


Fig. 1. *Carte tectonique du front des Préalpes Externes entre Montreux et Semsales.*

à Cyrènes sous-jacentes ou à la Molasse rouge qui lui fait suite stratigraphique normale. Dans la Veveyse de Feygire (voir fig. 3), les complications tectoniques altèrent les conditions sédimentaires primordiales. Nous reviendrons plus en détail sur cet affleurement dans la suite.

Les Grès de Vaulruz se montrent dans la colline de Montabliet, au SW de Semsales, en bordure du chemin de fer. Ils se poursuivent un peu au N dans la petite butte de Praz Balard (P. 836). Nous y avons recueilli des moules de Bivalves et des écailles de Poissons.

b) Les Marnes à Cyrènes, que le gisement de la Veveyse de Feygire a rendues classiques, n'étaient pas connues, avant nos recherches, dans la colline de Montabliet. Nous avons trouvé, à cet endroit, les espèces signalées habituellement dans le Rupélien. E. Gagnebin (3) avait cru voir ici le Flysch préalpin chevauchant la molasse redressée. En réalité, la série est normale et plonge dans l'ensemble à l'ESE. Les Marnes à Cyrènes qui constituent le sommet de la colline de Montabliet plongent sous les Grès de Vaulruz affleurant le long du chemin de fer.

Partout, en Veveyse, abondent les écailles de Poissons (*Clupea longimana* Heckel). Les restes de Poissons étudiés par B. Peyer (11, p. 412) proviennent probablement du gisement du grand coude de la Veveyse de Feygire.

La position tectonique du Rupélien semble bien définie. Il s'appuie toujours sur les Poudingues du Pélerin redressés et ravinés et supporte en général la Série de Cucloz. Dans la Veveyse de Feygire, à l'escarpement que nous avons dessiné (voir fig. 3), une bande de Molasse rouge qui doit s'étirer et disparaître vers le N est littéralement broyée entre le Rupélien et la Série de Cucloz.

Quant à la Molasse rouge de la Veveyse, elle nous paraît constituer une écaille indépendante se heurtant aux Poudingues du Pélerin.

5. **Extension et position de la Série de Cucloz** (voir fig. 1).

La Série de Cucloz borde d'un liséré continu les Préalpes externes entre Montreux et Semsales. Si aux deux extrémités de ce tronçon, la rareté des affleurements ne permet pas toujours de lui assigner des limites précises, dans les Veveyses de Châtel et de Feygire et dans la région de Cucloz, nous avons relevé des coupes claires au travers de la zone, allant de la Molasse chattienne aux terrains préalpins.

Ces coupes mettront en lumière une structure tectonique que nous avons déjà relevée dans la région de Bulle-Broc (10, fig. 3 et 4): des lames préalpines se pincent dans les couches subhelvétiques. Les Préalpes ne chevauchent pas la Molasse, dans leur bordure externe, mais le Flysch subhelvétique.

Le Flysch subhelvétique chevauche lui-même indifféremment les divers termes stratigraphiques de la Molasse subalpine.

Décrivons les coupes suivantes:

a) Veveyse de Châtel (voir fig. 2 profil 1).

La rivière a découvert un gros banc de poudingues à 100 m. environ en aval de la lame de Malm de la colline du Daly. Au pied de cette colline, E. Gagnebin (4, Pl. II, prof. V) avait pu voir, autrefois, le Malm se pincer dans les schistes du Flysch. Tous les schistes entrecoupés de minces bancs de grès que l'on peut observer aujourd'hui dans la rivière se rapportent au Flysch subhelvétique. Les écailles de Poissons n'y sont pas rares. Le Malm affleure, dans le haut du versant gauche, sur une plus grande étendue, vers

l'E, que ne le figure la carte de E. GAGNEBIN. En amont de ce Malm replié se dressent de gros bancs de grès du Flysch subhelvétique. Ces bancs de grès coupent la rivière et y déterminent une petite chute. Nous les avons identifiés plus d'une fois, avec M. GAGNEBIN, comme des grès de Cucloz typiques, car la roche est suffisamment grossière. Dans la partie orientale du Daly, le Malm du versant ne descend donc pas dans le lit de la rivière.

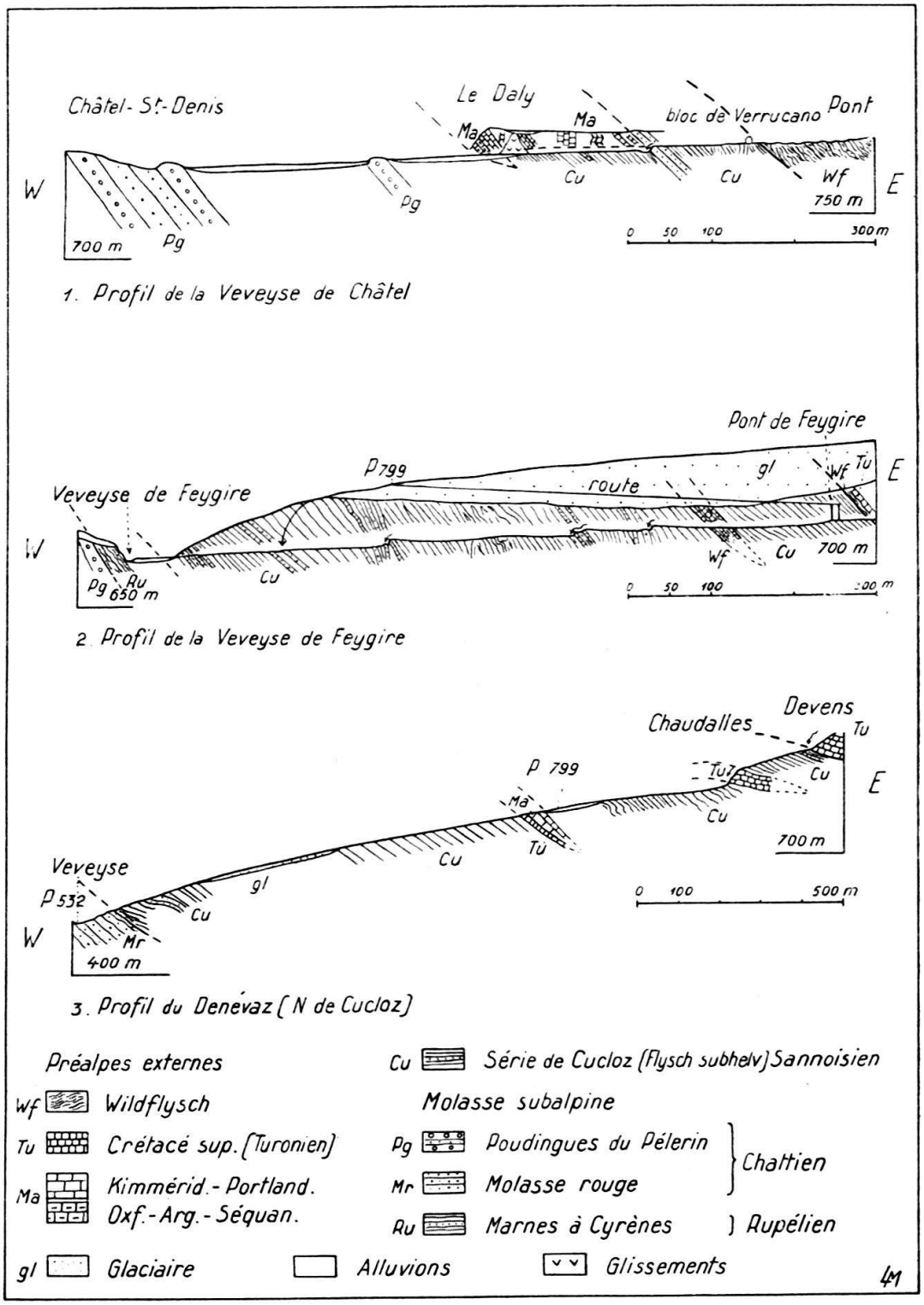


Fig. 2. *Profils au travers de la Série de Cucloz, à la base du Niremont et des Pléiades.*

De là, vers l'amont, ne pointeront que des schistes fort repliés du Flysch subhelvétique. Lorsqu'ils auront fait place à des couches broyées, à proximité d'un grand bloc erratique de Verrucano, sur la rive gauche, on n'aura aucune peine à reconnaître le Wildflysch des Préalpes avec ses calcaires à Lithothamnies et Discocyclines, ses lames de calcaires à Rosalines. Nous entrons dans le domaine des Préalpes. M. E. GAGNEBIN (4, p. 52) donne une description minutieuse de ces terrains, nous ne voulons pas faire ici double office.

Il est fort probable que dans cette rivière, la Série de Cucloz repose directement sur les Poudingues du Pélerin. Dans cette série subhelvétique s'intercale tectoniquement l'écaille jurassique du Daly.

b) Veveyse de Feygire (voir fig. 2 profil 2).

Remontons la rivière à partir de son confluent avec la Veveyse de Châtel qui se fait sur les Poudingues du Pélerin, aux bancs très redressés. Un premier tronçon dirigé NE, de 650 à 700 m. de longueur, aboutit au coude brusque depuis lequel le tracé est WE. A ce coude, sur la rive droite, se trouve le fameux gisement des Marnes à Cyrènes. Mais une centaine de mètres en aval, sur la rive gauche, apparaît un escarpement à vif qu'il vaut la peine d'étudier de près. C'est le dernier escarpement, lorsqu'on remonte la rivière, avant le coude principal (fig. 3). Les Marnes à Cyrènes fossilifères sont là dominées par une mince bande de Molasse rouge que ne mentionne pas la carte de E. GAGNEBIN. Sur la Molasse rouge chevauche la Série de Cucloz. Une faille modifie les relations entre les couches des parties S et N de l'affleurement. La ligne de chevauchement du Flysch subhelvétique est bien visible et accessible.

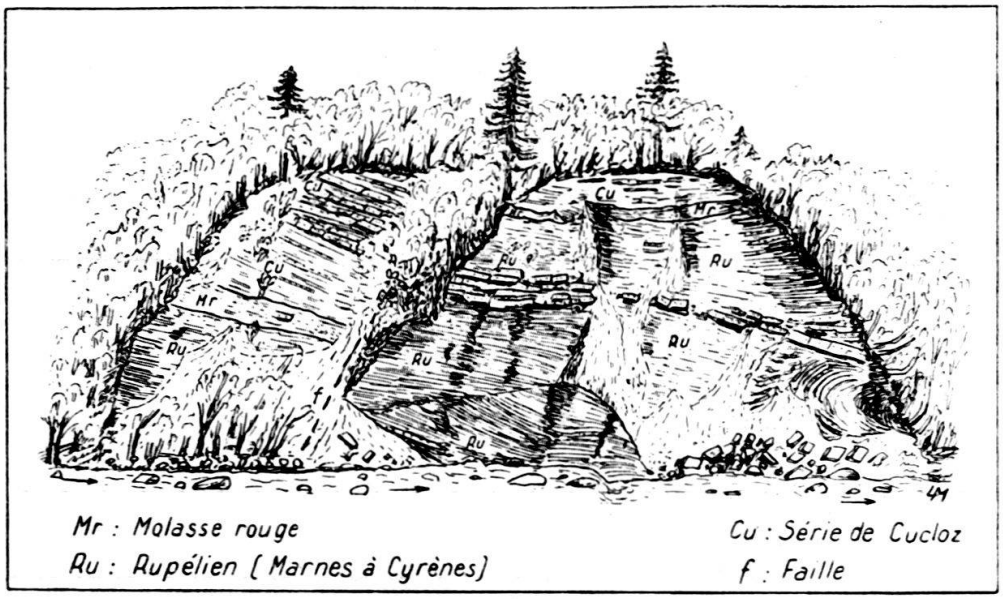


Fig. 3. *Escarpement rive gauche de la Veveyse de Feygire, 100 m. en aval du grand coude, au S de Châtel-St-Denis.*

En remontant la rivière, à partir du grand coude, on découvre bientôt des grès et des schistes. Les plaques de grès sont fréquemment parsemées de débris charbonneux, ce qui pourrait faire croire à du Rupélien. Cependant c'est la Série de Cucloz jusqu'au Pont de Feygire. On la reconnaîtra grâce aux grès grossiers polygéniques verts, bien développés à l'embouchure d'un petit

ruisseau qui descend, rive gauche, de Saumont-Devant. Environ 50 m. en amont du P. 722, un mur de retenue s'appuie sur un complexe gréseux affecté de replis. Puis, la rivière bondit sur des schistes sombres inclinés dans toutes les directions. Des grès apparaissent à nouveau au S du premier *e* du mot de Feygire. Ce sont eux qui s'élèvent sur les pentes boisées du versant droit pour affleurer en bordure de la route, au P. 800. E. GAGNEBIN les avait déjà reconnus (4, p. 32). En continuant à monter, on ne verra que des schistes jusqu'au Pont de Feygire.

Mais une lame tectonique de Wildflysch, de 20 m. environ de puissance, s'insère dans ces schistes subhelvétiques. On la découvre aisément à l'emplacement d'un vieux pont, environ 100 m. en aval du Pont de Feygire, dont elle supporte les murs pantelants. Des calcschistes tachetés, rappelant étonnamment le Crétacé supérieur, forment la plus grande partie de la roche. Des lentilles calcaires y sont stratigraphiquement intercalées, et ces calcaires contiennent des Lithothamnies, des Discocyclines et de petites Nummulites qui indiquent l'Eocène. C'est à cet endroit que M. LUGEON et E. GAGNEBIN (4, p. 32) ont découvert *Assilina exponens* SOW.

Immédiatement en amont du Pont de Feygire, se dresse une écaille turonienne. Elle s'avance sur les schistes subhelvétiques grâce à un coussinet, d'une épaisseur de 10 m., de Wildflysch qui présente des lentilles de calcaires à Lithothamnies et Discocyclines. Vers l'amont, E. GAGNEBIN (4, p. 48) a décrit avec soin la succession des terrains préalpins.

c) Ruisseau du Denévaz, au N de Cucloz (voir fig. 2, prof. 3).

De la Veveyse de Feygire vers le Léman, la Série de Cucloz chevauche la Molasse rouge.

La section du Denévaz offre plus d'un intérêt. On y voit le contact du Flysch subhelvétique sur la Molasse rouge, exactement au point marqué sur la carte de E. GAGNEBIN. En remontant le cours du petit torrent, l'on coupera, dans toute sa largeur, cette zone du Flysch subhelvétique. Deux lames préalpines sont pincées dans cette série.

La première, en aval de la grand'route, à l'affleurement signalé comme Wildflysch par la carte de E. GAGNEBIN, renferme du Malm: calcaire brun foncé, calcaire conglomératique du Kimméridgien-Portlandien, semble-t-il. Les bancs sont mal découverts sur le versant droit. Sur ce même versant, de nombreux blocs éboulés de calcaires blanchâtres à Rosalines semblent indiquer l'existence d'une lame de Crétacé supérieur (Turonien), sous le Malm.

En amont de la grand'route, vers 850—860 m., de gros bancs de grès font encore partie de la Série de Cucloz. Une première écaille turonienne, à Chaudalles, ne marque pas le chevauchement principal des Préalpes. Sur elle, réapparaissent des schistes, et, à peine 10 m. sous la grande écaille turonienne de Devens, des grès verdâtres, conglomératiques à la base de quelques bancs, sont identiques aux Grès de Cucloz. Le Turonien de Devens repose, sans l'intermédiaire de Wildflysch, sur le Flysch subhelvétique et détermine, à 955 m., le plan de chevauchement principal des Préalpes externes.

d) Baye de Clarens.

Le Flysch de base de E. GAGNEBIN se rapporte aussi à la Série de Cucloz. En remontant la rivière, à partir de Brent, on ne tardera pas à découvrir des assises de grès polygéniques grossiers qui s'élèvent sur la rive gauche, entre 590 et 600 m. Au-dessus, l'on traverse une grande masse de schistes avec des

lits de grès fins, d'aspect assez banal, jusqu'au Turonien et au Wildflysch marqués sur la carte de E. GAGNEBIN. Ces schistes ne contiennent aucun banc caractéristique du Flysch subhelvétique; nous les englobons dans cette Série, car ils font suite aux grès grossiers qui sont bien typiques. Le Wildflysch qui domine est toujours caractérisé par ses calcaires ou grès à Lithothamnies et Discocyclines.

6. Conclusion.

Le Flysch subhelvétique constitue donc une importante zone sur le front de l'arc fribourgeois des Préalpes.

La description de quelques coupes claires nous a montré que le plan de chevauchement des Préalpes externes ne suit pas une ligne continue mais que des lames préalpines s'insèrent dans la masse du Flysch subhelvétique.

Puisque cette zone subhelvétique apparaît, sur la plus grande longueur du front de l'arc fribourgeois, entre les Préalpes et la Molasse subalpine, il est probable qu'en profondeur aussi, les Préalpes chevauchent, sur une grande largeur de leur recouvrement, le Flysch subhelvétique et non pas la Molasse.

Quand la stratigraphie et la tectonique de toute la zone de la Molasse subalpine auront été précisées dans la région des Veveyse, il conviendra de mettre en lumière les relations étroites entre les diverses unités que nous distinguons aujourd'hui sur la bordure externe des Préalpes. Le rôle du Flysch subhelvétique peut devenir de premier plan.

Toutes les hypothèses que l'on formulera sur le mécanisme et la date de la mise en place des Préalpes et des zones subalpines devront se concilier avec les observations relevées ici.

Deux traits se dégagent aujourd'hui. La Série de Cucloz, comme l'ensemble du Flysch subhelvétique, montre une grande indépendance vis-à-vis de la Molasse subalpine pour s'apparenter au style tectonique des Préalpes bordières. Elle épouse les infléchissements de leur bord externe et se réduit avec elles en un mince liséré vers le Léman; elle a impliqué des lames préalpines dans ses écaillements ou replis.

On ne pourra donner une explication de ces faits sans concevoir, comme bassin sédimentaire du Flysch subhelvétique, des aires situées au S de l'avant-fosse alpine et s'étendant jusqu'au domaine des nappes helvétiques. Nous avons déjà admis (9, p. 444, 10, p. 490) que son emplacement originel doit être recherché dans les régions helvétiques parautochtones. Tout parle en faveur de cette interprétation, aucun argument tectonique, sédimentaire ou stratigraphique ne le contredit encore.

A constater enfin des masses si imposantes de Flysch accumulées sur le front des Alpes, sans jamais en découvrir le soubassement mésozoïque, voilà qui donne de fortes présomptions sur l'existence probable d'éléments tectoniques composés uniquement de Flysch, dans l'édifice alpin.

Bibliographie.

1. BAUMBERGER, E.: Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand. — Eclog. geol. Helv., vol. 24, p. 205—222, 1931.
2. GAGNEBIN, E.: Les Cyrènes de la Veveyse de Feygire. — Eclog. geol. Helv., vol. 17, p. 387—389, 1922.
3. GAGNEBIN, E.: Carte géologique des Préalpes entre Montreux et le Moléson et du Mont Pélerin. — Publiée par Com. géol., Soc. Helv. Sc. nat., Carte spéciale No 99, 1922.

4. GAGNEBIN, E.: Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. — Mém. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 2, 1924.
5. GAGNEBIN, E.: La géologie du Chablais. — Bull. Soc. géol. France, 5e série, t. IX, p. 673—690, 1939.
6. LOCARD, A.: Monographie des Mollusques Tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse. — Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. 19, 1892.
7. LOMBARD, AUG.: Conglomérats polygéniques du soubassement des Préalpes externes (Voirons, Pléiades, Collines du Faucigny). Répartition lithologique, problème de leur origine. — C. R. s. Soc. phys. et hist. nat., Genève, vol. 54, No 3, p. 127—131, 1937.
8. LOMBARD, AUG.: Géologie des Voirons. — Mém. Soc. helv. Sc. nat., vol. 74, Mém. 1, 1940.
9. MORNOD, L.: Molasse subalpine et bord alpin de la région de Bulle (Basse Gruyère). — Eclog. geol. Helv., vol. 38, p. 441—452, 1945.
10. MORNOD, L.: Géologie de la région de Bulle—Broc. Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises. — Eclog. geol. Helv., vol. 38, p. 485—497, 1945.
11. PEYER, B.: Rochen-Eikapseln aus den Horwerschichten (unteres Stampien) von Grisigen, Kt. Luzern. — Eclog. geol. Helv., vol. 21, p. 407—413, 1928.
12. RITTER, E.: Stratigraphie und Tektonik der kohlenführenden Molasse zwischen Genfersee und Saanetal. — Eclog. geol. Helv., vol. 18, p. 387—411, 1924.
13. STUDER, B.: Geologie der Schweiz. — Bd. 2, 1853.
14. VUAGNAT, M.: Les Grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. — Bull. suisse Min. Pétr., vol. 23, Fasc. 2, p. 353—436, 1943.

Manuscrit reçu le 21 juin 1946