

Die Habkern-Mulde

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **42 (1949)**

Heft 1

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Dieser Nummuliten-Lithothamnienkalk stellt offensichtlich ein versacktes Paket dar, das einmal direkt südlich von seinem jetzigen Standort, etwa bei Q. 1730—1750, anstehend gewesen sein dürfte.

Globigerinenschiefer. Die von P. BECK (Lit. 9, p. 33) aus dem Hangenden des Nummulitenkalks beschriebenen Sandsteine konnten in unserm Gebiet nicht gefunden werden. Sie sind entweder von Schutt verdeckt, oder sie fehlen ganz, wie im Gebiet von Lungern-Giswil (Lit. 98, p. 10), oder sie sind als sandige Einlagerungen in den Stadschiefern weniger charakteristisch ausgebildet, wie dies in der Wilerhorn-Mulde der Fall ist (Lit. 82, p. 179).

Solche sandigen Schichten finden wir am Grat südlich P. 1644, südlich des Hundsknubels. Sie enthalten in kalkiger Grundmasse: ca. 80% Quarz; ca. 3% Glimmer, Pyrit und Glauconit; spärliche Lithothamnienreste; Rotaliden, Milioliden, *Globigerina bulloides* LAM.

In den übrigen Aufschlüssen finden wir nur mergelige und kalkige, z. T. fleckige Schiefer, welche den Typen a) und b) der Globigerinenschiefer im Südelbach entsprechen. Sie sind im Bacheinschnitt nördlich P. 1486 bei Bärsel mindestens 140 m mächtig aufgeschlossen. Bei Q. 1440 dieses Bächleins ist ihnen eine wenige cm mächtige, sandige Bank eingeschlossen. Diese enthält: 30—40% Quarz; über 5% Pyrit; Rotaliden, Globigerinen, Nodosaria, Discocyclina.

Die von L. VONDERSCHMITT und D. STAEGER beschriebenen Lithothamnienkalklinsen (Wängenkalke) konnten in den Stadschiefern des Brienergrates nicht beobachtet werden.

DIE HABKERN-MULDE.

Als Habkern-Mulde bezeichnen wir den zwischen Randkette und Brienergratkette gelegenen Muldenzug, der aus dem Gebiet von Habkern durch das Quellgebiet der Grossen Emme und der Waldemme ins Schlierenbecken hineinzieht und der die „exotischen“ Habkern- und Schlieren-Flyschmassen umfasst. Darüber sind die Giswiler Klippen überschoben.

F. J. KAUFMANN hat die Gesteine der Habkern-Mulde noch ganz als stratigraphisch Hangendes der Kreide und des Tertiärs der Randkette und der Brienergratkette betrachtet. Über seinen Pilatusschichten und Rigischichten folgten die Obwaldnerschichten (Schlierensandstein), die er schon zum Oligocaen zu stellen geneigt war. Die darüber liegenden Klippen fasste er zum Teil noch als normalstratigraphisch zum Tertiär gehörig auf (Iberger Schichten), zum Teil kannte er aber schon 1876 ihr mesozoisches Alter, ohne jedoch dafür eine tektonische Erklärung geben zu können (Lit. 51).

Als M. LUGEON (Lit. 60) 1902 der Deckenlehre zur allgemeinen Anerkennung verhalf, fasste er noch den gesamten Flysch der Habkern-Mulde als stratigraphisch Hangendes der helvetischen Kreide auf. Davon trennte er, als zur „zone des préalpes“ gehörig die Klippen samt den „exotischen“ Blöcken und der Oberkreide von Leimern ab (Lit. 60, pl. XVII), deren exotische Natur schon QUEREAU (Gegend von Merligen, Lit. 71) und deren kretazisches Alter DE GROSSOUVRE (Lit. 36, p. 576) erkannt hatten. H. DOUVILLÉ, welcher die „Leimernschichten“ mit den helvetischen Globigerinenschiefern zusammenfasste, hat den „Wildflysch“ von Habkern zur überschobenen „Harder-Decke BG“ gerechnet (Lit. 25). 1907 haben sodann A. BUXTORF (Lit. 19) und C. SCHMIDT (Lit. 78 und 106) die Oberkreide von Leimern als zu den Klippen gehörig aufgefasst. A. BUXTORF trat damals zudem zum erstenmal die Ansicht, dass auch ein Teil des „Flyschs“

der Habkern-Mulde, besonders der Schlierensandstein, „exotischer“ Herkunft sein könnte (Lit. 19, p. 196). ARN. HEIM (Lit. 42, p. 96) hielt 1908 noch an der normalstratigraphischen Zugehörigkeit zur liegenden Kreide fest, während P. BECK (1908 und 1911, Lit. 8 und 9) und J. BOUSSAC (1910 und 1912, Lit. 15 und Lit. 16, p. 507ff.) sich der Ansicht BUXTORFS anschlossen. J. BOUSSAC nahm dabei an, dass die oberkretazischen Leimernschichten als ununterbrochene Sedimentreihe in den hangenden „Wildflysch“ und den noch eocaenen Schlierensandstein übergingen (Junkholz, Lit. 16, p. 516). R. SCHIDER (Lit. 76, p. 10ff.) schloss sich dieser Ansicht an, trotzdem er erkannt hatte, dass die Leimernschichten nicht nur an der Basis des überschobenen Flyschs, sondern auch in höheren Niveaux des „Wildflyschs“ vorkommen (Lit. 105, Profil 10). R. SCHIDER und H. MOLLET haben aus der Basis des „Wildflyschs“ Schürflinge von Wangschichten und Nummulitenkalk beschrieben und somit den Nachweis für dessen „exotische“ Herkunft erbracht. Über diesem „Wildflysch“, dem auch die Blöcke von Habkerngranit und die „Ölquarzite“ angehören, liessen sie in kontinuierlichem Übergang die Schlierenmergel und den Schlierensandstein folgen. Damit fassten sie als Schlieren-Serie einen Komplex zusammen, den wir weiter oben als Ausfüllung der Habkern-Mulde definiert haben.

1912 hat P. BECK die Entstehung des „Wildflyschs“ und der „Wildflysch-Decke“, seiner „Niesen-Habkern-Decke, die er weit in die Ostschweiz hinein verfolgen zu können glaubte, durch recht komplizierte Vorgänge zu erklären versucht (Lit. 10). Er hielt an der Zugehörigkeit zur Klippendecke fest, während M. LUGEON (Lit. 62) und A. BUXTORF (Lit. 20) zeigten, dass der Niesenflysch der penninischen Bernhard-Decke angehört, der Habkern-Schlierenflysch dagegen am besten den „*préalpes internes*“ zuzuordnen sei. E. GAGNEBIN sprach sich 1917 (Lit. 32) gegen eine Auffassung des Habkernflyschs als kontinuierliche, von der Oberkreide ins Eocaen reichende Sedimentationsreihe aus und wies auf die tektonischen Komplikationen innerhalb der Serie hin, sowie auf die Möglichkeit, dass ein Teil der oberkretazischen „Leimern“schichten, sowie die exotischen Blöcke durch submarine Rutschungen in den „Wildflysch“ gelangt seien. Submarine Rutschungen hatte früher schon ARN. HEIM (Lit. 41) zur Erklärung der Fältelung des Wildflyschs in Betracht gezogen.

L. VONDERSCHMITT unterschied 1923 (Lit. 98) im Gebiet der Giswiler Stöcke drei Arten von „Wildflysch“: denjenigen unter der Schlieren-Serie, einen zweiten zwischen Drusberg-Decke und Schlierensandstein und einen dritten unter den Klippen. Mit A. BUXTORF (Lit. 20) betrachtete er „Wildflysch“ und Schlierenflysch als einheitliche Serie. Einen Teil des Schlierensandsteins rechnete er zum Lutétien, den „Wildflysch“ fasste er als älter und als eventuell aus den Leimernschichten hervorgehend auf.

J. TERCIER (Lit. 88) betrachtete 1928 mit M. LUGEON (Lit. 62) einen Teil der Leimernschichten als tertiäre stratigraphische Einlagerung im „Wildflysch“. Diese Ansicht ist 1931 von P. LIECHTI (Lit. 56 und 57) für die westliche Fortsetzung der Habkern-Mulde im Gebiet des Renggpasses wieder vertreten worden, wobei an die Möglichkeit einer Umlagerung von Oberkreide während des Eocaens gedacht wurde. Etwas anders war die Ansicht von E. KRAUS (Lit. 52, 53), der alles, was KAUFMANN als „Leimernschichten“ bezeichnet hatte, für oberkretazisch, aber trotzdem für eine normalstratigraphische Zwischenlagerung einer bestimmten Facies im „Wildflysch“ hielt. Der „Wildflysch“ wurde damit als Basis der „Wildflyschdecke“ oberkretazisch, während der hangende Schlierensandstein zum hangenden Obereocaen überleiten sollte.

1933 unternahm W. LEUPOLD (Lit. 54) anhand neuer mikropaläontologischer Daten eine Revision des Flyschproblems und deutete darauf hin, dass im Süden des Helvetikums die Oberkreide statt von transgressivem Lutétien, von Paleocaen überlagert sei (vgl. auch Lit. 98, p. 11—14). Bei den Leimernschichten trennte er obereocaene Schiefer von den oberkretazischen, eventuell bis ins Paleocaen reichenden Kalken und Schiefen mit *Globotruncana* ab, wobei er die Möglichkeit offen liess, dass beim Vorliegen von tektonischen Störungen die eocaenen von den oberkretazisch-paleocaenen Leimernschichten überlagert sein können (Junkholz). Dieser Argumentation gemäss neigte er dazu, die Hauptmasse des Wildflyschs der Habkern-Mulde, als Basis des jungpaleocaenen Schlierenflyschs (Lit. 54, p. 315), zum älteren Paleocaen und zur jüngeren Oberkreide zu stellen. 1943 hingegen trennte er (Lit. 55) den „Wildflysch als besonderes tektonisches Stockwerk vom hangenden Schlierenflysch ab und bezeichnete ihn als „Schuppen mit Leimernfazies“, bestehend aus Schürflingen aus dem südlich benachbarten Helvetikum, aus Oberkreidekalk mit *Globotruncanen*, vorwiegend priabonen Globigerinenfleckenmergeln und dunkeln Mergelschiefern. Die Heimat dieser Schuppen suchte LEUPOLD noch auf dem Rücken der südlichen Teile der Wildhorn-Drusberg-Decke. Das die Gesteine dieser Schuppenzone aufbauende detritische Material bezog er aus der südlich der Drusberg-Decke angenommenen südhelvetischen Schwelle, die auch Material in das unmittelbar südlich von ihr gelegene Sedimentationsbecken des Schlierenflyschs geliefert hätte. Den Schlierenflysch brachte er in nahe Beziehung zum Wäggitaler Flysch, zum Sardonaflysch und zum Niesenflysch und neigte dazu, ihn zur Laubhorn-Decke zu stellen, die er bereits zum Penninikum rechnete.

L. VONDERSCHMITT und H. SCHAUB (Lit. 99) gelang es, die Trennung des Flyschs der Habkern-Mulde in zwei tektonische Einheiten durch Fossilfunde einwandfrei nachzuweisen²⁾. Unter dem eigentlichen Schlierenflysch fanden sie in der Schlattrübi bei Alpnach neben oberkretazischen Leimernkalken und -schiefern Mergelschiefer und Lithothamnienkalke, die sie auf Grund von Vorkommen von *Discocyclinen* und *Asterocyclinen* und von *Nummulites fabianii* PREVER eindeutig ins Priabonien stellen konnten. Gleichzeitig berichtete A. BUXTORF (Lit. 23) über einen Aufschluss im Schlierli bei Alpnach, wo priabone Schiefer mit Lithothamnienbreccien, die *Discocyclinen* und *Asterocyclinen* enthalten, unter Konglomeratbildung über oberkretazische Leimernschichten mit *Globotruncanen* transgredieren. Im Flysch der Unterlage des Schlierenflyschs fehlen somit im Gebiete von Alpnach die oberste Kreide, das Paleocaen und das untere und mittlere Eocaen.

Den Schlierenflysch hat H. SCHAUB (Lit. 99, p. 208—212) durch Fossilfunde ebenfalls eindeutig datieren können: die Basis wird von einer „wildflysch“-artigen, vorwiegend mergeligen Serie gebildet, die vom Maestrichtien zum Paleocaen überleitet. Darüber folgen paleocaene Sandsteine, dann Sandsteine mit mehr oder weniger mächtigen mergeligen Zwischenlagen, die in ihrem obern Teil zum Yprésien gestellt werden konnten.

Nach all diesen Funden ist also ein zwingender Grund vorhanden, die Schlieren-Serie vom liegenden Wildflysch abzutrennen, wobei die Frage offen bleibt, ob ein Teil der Leimernschichten zur Basis der Schlieren-Serie gehört.

Bei unsern Untersuchungen stellten wir uns zur Aufgabe, die von L. VONDERSCHMITT und H. SCHAUB durchgeführte Teilung der Habkern-Mulde in zwei tek-

²⁾ Eine erste Mitteilung darüber erfolgte als Diskussionsvotum an der Versammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Sion (1942).

tonische Einheiten in der Gegend zwischen Sörenberg und der Grossen Emme weiter zu verfolgen. Dabei mussten wir feststellen, dass in diesem Gebiet infolge des axialen Anstiegs der Mulde nur die untern Teile der Schlieren-Serie erhalten geblieben sind und dass sich die Vorkommen des Schlierenflyschs auf die weitere Umgebung des Hundsknubels beschränken. Viel ausgedehntere Vorkommen bilden in unserm Untersuchungsgebiet die restlichen Gesteine der Habkern-Mulde, die zur Unterlage des Schlierenflyschs gehören. Diese Gesteine möchten wir nach den klassischen Vorkommen im Habkernthal und wegen des Auftretens von Habkerngranit als Habkern-Zone zusammenfassen und der Schlieren-Zone gegenüberstellen. Im folgenden werden wir zuerst von der Habkern-Zone und dann von der Schlieren-Zone je eine detaillierte Beschreibung geben.

Die Untersuchungen im Flysch werden durch das nur spärliche Vorhandensein von Aufschlüssen erschwert. Der starke Wechsel von harten und weichen Schichten fördert die Schuttbildung, und ein grosser Teil der Aufschlüsse wird von Schutt bedeckt. Weite Flächen liegen unter Moränenschutt, der seinerseits zum grössten Teil aus Flyschtrümmern besteht. Diese sind nicht immer leicht vom Anstehenden zu unterscheiden. Bei dem feuchten Klima ist die Vegetation auf den undurchlässigen Flyschböden ausserordentlich stark entwickelt und lässt nur hie und da einem Aufschluss Platz. Gute Aufschlüsse sind meist auf Anrisse in Bächen beschränkt.

Die Habkern-Zone.

Die Grenzlinie zwischen der Habkern-Zone und den nördlich anschliessenden Globigerinenschiefer haben wir weiter oben verfolgt (p. 59). Die Trennung zwischen Habkern- und Schlieren-Zone ist, infolge des verschiedenen Alters der Gesteine dort, wo Fossilien vorhanden sind leicht durchführbar (vgl. Tafel V und p. 90). Eine Gliederung der Habkern-Zone selbst ist jedoch weit schwieriger. Die Lagerungsverhältnisse sind hier äusserst kompliziert. Bei der Verbindung der einzelnen Aufschlüsse untereinander ist stets grösste Vorsicht anzuwenden. Die Gesteine, die den Flysch aufbauen, sind stark ineinander vermengt. Neben ruhiger gelagerter, mehr oder weniger ausgedehnter Komplexen (Globigerinenschiefer und Leimernschichten), finden wir jene arg verwalzten und durchkneteten Schichten, für die KAUFMANN (Lit. 51, p. 553) die Bezeichnung „Wildflysch“ eingeführt hat. Deren Aufbau zu erklären und deren Alter und Entstehung zu deuten, bildet eines der grossen Probleme der Flyschforschung.

Als „Wildflysch“ hat R. SCHIDER (Lit. 76) teils wild verfaltete, teils ruhig gelagerte Mergel bezeichnet, denen stellenweise dichte, feinkörnige, bis grobblecciöse Sandsteine zwischengelagert sind. Als Einschlüsse im „Wildflysch“ hat er die in unserm Gebiet weit verbreiteten grossen und kleinen Vorkommen von Leimernschichten und ein Vorkommen von Nummulitenkalk aufgefasst. Dieser Nummulitenkalk, der bei P. 1644 südlich des Hundsknubels liegt, gehört jedoch nicht zur Habkern-Zone: es handelt sich um ein versacktes Paket, das aus der Tertiärserie des Brienergrates stammt (vgl. p. 68).

Die Leimernschichten (Oberkreide) können heute eindeutig neu definiert und von ähnlich aussehenden tertiären Gesteinen unterschieden werden (p. 74). Sie treten z. T. in ausgedehnteren Paketen, z. T. als kleinere Einschlüsse in den dunklen Mergelschiefern (Wildflysch) auf.

Die Globigerinenschiefer (Fleckenmergel) der Habkern-Mulde bilden ebenfalls einen einheitlichen Komplex und können leicht von den Leimern-

schichten und vom „Wildflysch“ abgetrennt werden. Ihr tertiäres, für einen Teil von ihnen sicher priabones Alter ist sichergestellt (vgl. unten).

Die übrigen Gesteine der Habkern-Zone, der eigentliche „Wildflysch“ KAUFMANN'S, sind viel schwerer zu definieren als Globigerinenschiefer und Leimernschichten. Lithologisch unterscheiden wir: Sand- und Siltsteine, dunkle Mergel und Kalke. Die Sandsteine gehen stellenweise in grobe Breccien und Konglomerate über. Die Mergel enthalten merkwürdige „exotische“ Einschlüsse von Siltstein, Sandstein, Breccien, Konglomeraten, Granit und von kleineren Paketen von dunklen Kalken und Leimernkalken.

Wir werden hier zuerst die lithologisch-stratigraphischen Verhältnisse der Globigerinenschiefer und der Leimernschichten untersuchen. Ein drittes Kapitel, das dem Wildflysch gewidmet ist, behandelt auch die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen lithologisch-stratigraphischen Komplexe der Habkern-Zone. In der Zusammenfassung wird versucht, ein Bild der Sedimentationsverhältnisse zu geben, wie sie sich für diesen Abschnitt der Habkern-Zone ableiten lassen.

1. Globigerinenschiefer (Fleckenmergel).

Weiter oben (p. 49ff.) bezeichneten wir als Globigerinenschiefer eine Gesteinsserie, die aus kalkigen, tonigen und sandigen Schiefen, mit lokalen Zwischenlagerungen von Sandsteinen und Lithothamnienbreccien besteht. Ganz ähnliche und gleichaltrige Gesteine treten auch im Innern der Habkern-Mulde auf. Diese Vorkommen sind auf einen Streifen beschränkt, der aus dem Gebiet des obern Schöniseibachs über Arniberg und Käsboden ins Bärselbachgebiet hinüber streicht. Trotz ihrer Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Südelbach-Serie, ist wohl kaum ein Zusammenhang vorhanden.

Unter den Globigerinenschiefern dieser Gebiete wiegt der tonig-siltige und der kalkig-mergelige Typ (a und b der Schiefer im Südelbach) vor. Überall finden wir in Dünnschliffen, teils nur spärlich, teils reichlich vorhandene, grosse Globigerinen (*Globigerina* cf. *bulloides* D'ORB.). Sie erlauben uns, diese Schiefer von ganz ähnlichen, oberkretazischen Leimernschichten zu unterscheiden. Sand- und Siltsteine und Lithothamnienbreccien sind nur an einzelnen Stellen in die Schiefer eingelagert. Sie sind aber wegen ihres Fossilinhaltes für die Datierung der Schiefer besonders wertvoll.

Die Globigerinenschiefer im Gebiet von Schöniseibach–Gross Arniberg–Käsboden bilden einen einheitlichen Komplex, der ganz zum Priabonien zu rechnen sein dürfte. Wir fanden folgende Fossilien:

Lithothamnien (bis 30% des Gesteins), *Distichoplax biserialis* (DIETRICH), *Pycnoporidium lobatum* YABE & TOYAMA (vgl. Lit. 2), Rotaliden (darunter *Eponides* und *Gyroidina*), Globigerinen, Gypsinen, *Pellatispira* cf. *madaraszii* HANTKEN, Discocyclinen (darunter ein Äquatorialschnitt einer mikrosphärischen Form), Asterocyclinen (sehr häufig), kleine Nummuliten (besonders in sandigem Gestein), *Heterostegina* cf. *helvetica* KAUFM., *Spiroclypeus* sp., Bryozoen.

Die wichtigsten Fossilfundstellen sind (vgl. Tafel V):

Im Schöniseibach, am linken Ufer bei Q. 1380. Das Gestein ist stark sandig und reich an Lithothamnien; bemerkenswert ist hier das Auftreten von *Pellatispira*.

Bei Gross-Arniberg, im Waldgebiet nördlich und westlich der Hütte, auf Q. 1420–1520. Den Mergelschiefern sind recht fossilreiche, bis 3 m mächtige Sandsteinbänke zwischengelagert.

200 m NNE Käsboden finden wir auf Q. 1420 fossilreiche Mergelschiefer mit sehr reicher Discocycliniden-Fauna. Bei Q. 1470 des Weges zur Ob. Laubersmad sind Lithothamnienbreccien

aufgeschlossen, welche mit denjenigen der Südelbach-Serie übereinstimmen (vgl. p. 55), aber viel reicher an Foraminiferen sind.

Die von uns im Gebiet von Schöniseibach–Gross Arniberg–Käsboden gefundenen Faunen, die in zahlreichen Dünnschliffen und in reichlichem isoliertem Material vorliegen, weisen Formen auf, die dem Priabonien angehören. Neben den zahlreichen Asterocyclinen sind es hauptsächlich *Heterostegina* und *Spiroclypeus*. *Pellatispira*, die auch im Priabon des Wildhorngebietes vorkommt, weist auf eine nahe Verwandtschaft zwischen unsern Globigerinenschiefern und denjenigen der südlichen Gebiete der Wildhorn-Decke (Lit. 75).

Die Globigerinenschiefer im Bärselbach und in dessen linken Nebenbächen, im Gebiet von Q. 1350–1365 (nördlich Bärsel) scheinen die westliche Fortsetzung der Aufschlüsse von Käsboden zu bilden. Es ist auch möglich, dass die Globigerinenschiefer des Zuflusses des Bärselbaches südlich Schwand zum gleichen Komplex gehören. Hier finden wir zwischen Q. 1330 und 1445 eine nahezu 100 m mächtige Serie aufgeschlossen. Die Schiefer sind im untern Teil etwas sandig, im obern mehr tonig. Sie sind reich an Globigerinen.

Ein isoliertes Vorkommen von Globigerinenschiefern finden wir östlich der Unt. Laubersmad, bei Q. 1330 des Bärselbaches. Die Schiefer bilden hier zwei kleine Gewölbe (vgl. 13 in Fig. 8). Sie zeigen Übergänge in sandige Lagen und Sandsteine, die neben zahlreichen Globigerinen auch Rotaliiden, Nodosarien und Discozyclinen (Bruchstücke) enthalten. Es sind auch Übergänge in dunkle, fleckige Kalke mit Radiolarien vorhanden, wie wir sie schon aus der Südelbach-Serie erwähnen konnten (p. 53). Gleiche Kalke treten auch im Wildflysch auf.

Ein weiterer isolierter kleiner Aufschluss von fleckigen, globigerinenreichen Kalkmergeln befindet sich 250 m NNE Blatten, auf Q. 1580. Neben zahlreichen Globigerinen kommen hier auch vereinzelt Globorotalien vor. Dieser Aufschluss liegt an einer Stelle, wo wir Schlierenflysch erwarten würden. Wir vermuten, dass hier eine tektonische Störung vorhanden ist.

Den Globigerinenschiefern des Bärselbach-Gebietes fehlen Zwischenlagerungen von Sandsteinen und Lithothamnienbreccien ganz. Wir neigen dazu, sie mit denjenigen von Schöniseibach–Gross Arniberg–Käsboden, deren östliche Fortsetzung sie zu bilden scheinen, ins Priabon zu stellen.

2. Leimernschichten (Obere Kreide).

Als Leimernschichten hat F. J. KAUFMANN 1872 (Lit. 49, p. 164, s. a. Lit. 51, p. 552) nach der Lokalität Leimern zwischen Beatenberg und Habkern „seewenartige, weisse, rote und grüngraue Kalke und Mergelschiefer mit charakteristischer nie fehlender Foraminiferenfauna“ bezeichnet. Er wies auf ihre Verknüpfung mit dem Flysch hin und stellte sie mit diesem zu den priabonen Rigischichten, während er die Foraminiferen mit denjenigen des Seewerkalks verglich (s. a. Lit. 40, p. 214ff.). Aus diesen Foraminiferenfaunen hat E. C. QUEREAU (Lit. 71, p. 85ff.) *Pulvinulina tricarinata* (= *Globotruncana lapparenti tricarinata*) beschrieben, eine Form, die er auch in den Couches rouges (Oberkreide) der Préalpes Romandes und des Mythen, sowie, allerdings weniger häufig, im Seewerkalk der helvetischen Alpen vorfand. Trotz dieses letzteren Vorkommens in Ob. Kreide stellte QUEREAU die Leimernschichten und die Couches rouges ins Tithon und in die Untere Kreide. Erst später wurde das oberkretazische Alter dieser Schichten und damit ihre Verwandtschaft mit dem helvetischen Seewerkalk festgestellt (Lit. 36, p. 576) und eine mikropaläontologische Unterscheidung von hellem Oberkreidekalk und Tithonkalk ermöglicht (Lit. 58, p. 7ff. und 27). In den 1930er Jahren ist der Leitwert der Globotruncanen für die obere Kreide (Lit. 97, 92) allgemein anerkannt und die Verteilung der einzelnen Globotruncanenarten auf die verschiedenen Oberkreideabteilungen untersucht worden (Lit. 14, 33, 72, 95, 13).

Das Auftreten von Globotruncanen in der gesamten Leimernkalkserie der Typlokalität Leimern zwingt uns, nur oberkretazische Kalke und Mergelschiefer als Leimernschichten zu bezeichnen. Alle tertiären Gesteine, welche F. J. KAUFMANN und spätere Autoren (z. B. Lit. 6, p. 109) zu den Leimernschichten gezählt haben, und welche schon L. VONDERSCHMITT (Lit. 98, p. 11) als besondern „Typ 2 ohne *Pulvinulina tricarinata*“ (= *Globotruncana*) von den echten Leimernschichten abgetrennt hat, entsprechen der Definition KAUFMANN'S nicht: Es fehlt ihnen die „charakteristische, nie fehlende Foraminiferenfauna“ (= Fauna mit Globotruncanen usw.).

Eine facielle Verknüpfung der Leimernschichten mit dem Flysch (Lit. 53, p. 42) sowie der Ausdruck „Leimernflysch“ (Lit. 55, p. 248, p. 281 ff.) scheinen uns ebensowenig zutreffend zu sein: Die Leimernschichten sind faciell, lithologisch und stratigraphisch mit den Seewerschichten des Helvetikums und mit den Couches rouges der Préalpes verwandt und zeigen infolge Fehlens von reichlichem detritischem Material viel mehr Ähnlichkeit mit den übrigen Sedimenten der alpinen Kreide als mit dem Flysch (vgl. Lit. 91, p. 183 ff.). (Das häufige Auftreten von Radiolarien und von durch Treibholz verfrachtetem exotischem Material in den Couches rouges der Tours d'Aï [Lit. 46, p. 642] deuten auf langsame Sedimentation mit spärlicher Materialzufuhr, also nicht auf Flyschfacies hin.)

Die Unterscheidung von Seewerkalk, Leimernschichten und Couches rouges beruht einzig auf dem Auftreten dieser Schichten in den nur schlecht gegeneinander abzutrennenden Sedimentationsbereichen des Helvetikums, des „Ultrahelvetikums“ und der Préalpes. Die Leimernschichten hat man wegen des Fehlens von Pithonellen vom stets recht pithonellenreichen Seewerkalk zu unterscheiden versucht (Lit. 44, p. 41). Tatsächlich konnten in den Leimernschichten unseres Untersuchungsgebietes nur vereinzelte Pithonellen gefunden werden. Dünnschliffe vom Schlierli bei Alpnach (Sammlg. Geol. Inst. Basel, vgl. auch Lit. 23) zeigen jedoch, dass dieselben auch in den „ultrahelvetischen“ Leimernschichten in grosser Zahl auftreten können.

Dagegen unterscheiden sich die Leimernschichten vom Seewerkalk des zentralschweizerischen Helvetikums dadurch, dass sie in ihrem vertikalen faciellen Bereich jüngere Schichten umfassen, so namentlich den Altersbereich der Amdener-Facies (vgl. p. 76). Dies ist im Seewerkalk der Westschweiz, am Rawilpass schon angedeutet (Lit. 14, p. 371 und Lit. 75, p. 248/49). Der Ablagerungsraum der Leimernschichten nimmt eine Zwischenstellung ein zwischen demjenigen des Seewerkalk und demjenigen der Couches rouges. Letztere reichen bis ins Paleocaen hinauf (Lit. 13 und 95).

Die grosse Ähnlichkeit der Leimernschichten, des Seewerkalks und der Couches Rouges untereinander stellen die Berechtigung eines besondern Namens in Frage. Wir halten im folgenden an der Bezeichnung Leimernschichten für Schichten, die der obigen Definition entsprechen, fest und warten die Resultate weiterer Untersuchungen ab.

In Dünnschliffen von Leimernschichten konnten folgende Fossilien erkannt werden:

Globotruncana lapparenti lapparenti BOLLI (= *Globotr. linnei* auct.) (häufig),
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU) (besonders häufig),
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI,
Globotruncana leupoldi BOLLI,
Globotruncana stuarti DE LAPPARENT,
Globigerina cretacea D'ORB.,
 Gümbelinen, Cristellarien, Resten von Inoceramenschalen.

An Makrofossilien sind nur einzelne, noch gut erhaltene Inoceramenschalen zu verzeichnen, die auf Q. 1415, nördlich Q. 1390 des Baches nördlich Thürndliwald gefunden werden konnten.

Die Globotruncanenfunde zeigen, dass die Leimernschichten vom Turonien bis ins Aturien hinaufreichen. Die Lapparenti-Formen gehören nach BOLLI (Lit. 14, p. 239) dem Unt. Turonien bis Campanien an. Höher oben finden wir nur noch *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU), zusammen mit *Globotruncana leupoldi* BOLLI und *Globotruncana stuarti* DE LAPPARENT. Diese Gemeinschaft ist typisch für das Aturien (Campanien-Maestrictien). Sie fand sich:

bei Grossgfäll, 75 m östlich P. 1494;

im Bärselbach bei Q. 1315 und etwas unterhalb Q. 1350;

300 m und 450 m SW der Unt. Laubersmad, auf Q. 1410 und 1430, bei Q. 1460 an der nördlichen Siteneegg;

im Bächlein 350 m östlich Hinterschwand (nördlich Tannigsboden);

bei Q. 1200 des Mürrenbachs und im Graben 350 m südöstlich von Vord. Schönisei.

Wie wir sehen, lässt sich aus der Verteilung dieser Fauna keine Gesetzmässigkeit ableiten. Es ist uns nicht möglich gewesen, eine vollständige, vom Turonien bis ins Aturien reichende Serie von Leimernschichten aufzufinden: Die im Schöniseibach in einer Mächtigkeit von über 200 m aufgeschlossene Folge enthält nur Leimernschichten, die dem Turonien-Emscherien angehören.

Die Leimernschichten umfassen Kalke, Mergel und Mergelschiefer. Die Kalke können mehrere Meter mächtig sein oder nur dünnbankige Einlagerungen in den Mergelschiefern bilden. Die eher seltenen Quarzkörner sind kaum grösser als 0,2 mm. Der Glaukonit ist fast ganz auf die schiefrige Varietät beschränkt und auch hier nur spärlich vorhanden (unter 2%). Recht verbreitet ist Pyrit, der oft in Stäbchen oder Knollen angereichert ist, die an der Oberfläche rostig anwittern. Oft sind die Kammern der Globigeriniden von Pyrit ausgefüllt. Das fleckige Aussehen gewisser Leimern-Gesteine, besonders der Schiefer, und das Auftreten von dunklen Pigmentflecken wird wohl durch Pyritkörner hervorgerufen, teils in Verbindung mit kohligter Substanz. Feinste, diffus verteilte Pyritpartikel dürften auch die schwache Blaufärbung verursachen, die an vielen Leimernkalken beobachtet werden kann. Dagegen verdanken die grünen und roten Leimernschichten ihre Farbe wohl verschiedenen Oxydationsstufen des Eisens. Grüne Leimernkalke sind recht verbreitet. Wir finden sie z. B. auf Q. 1260 des Schwendibachs. Die rote Varietät tritt seltener auf. Bei Salwiden stechen einzelne rote Bänke bei Q. 1330 des Weges aus dem Grase hervor (SCHIDER hat diesen Aufschluss auf seiner Karte (Lit. 105) ca. 200 m zu weit westlich eingezeichnet). Weitere kleine Vorkommen von roten Leimernschichten finden wir bei Sörenberg, ca. 200 m westlich der Hintern Schönisei (auf Q. 1230 des Bächleins, Koord. 185,50/646,06, ferner nördlich P. 1542 der Siteneegg und 250 m südöstlich Blatten. Die schönsten Aufschlüsse von roten Leimernschichten in unserm Untersuchungsgebiet waren schon F. J. KAUFMANN bekannt (Lit. 51, p. 187). Sie befinden sich bei Arnibergegg, namentlich auf Q. 1500—1530 nordöstlich der Alp und auf Q. 1550 des Weges, der von Käsboden nach Käsboden-Wängstall führt. Hier ist deutlich zu beobachten, wie die z. T. einige Meter mächtigen roten Niveaux, die offenbar nur ganz lokale Bildungen sind, seitlich auskeilen und von grauem Leimernkalk abgelöst werden.

Die roten Leimernschichten bilden also keinen durchgehenden Horizont, der mit dem roten Seewerkalk des Helvetikums verglichen werden könnte. Möglicherweise besteht zwischen diesem roten Seewerkalk und den roten Leimernschichten unseres Untersuchungsgebietes auch ein Altersunterschied. In den letzteren tritt *Globotruncana lapparenti coronata* auf, die nach BOLLI im roten Seewerkalk noch

nicht vorkommt (Lit. 14, p. 239), sondern erst in einem höheren stratigraphischen Niveau (Ob. Turon-Coniacien) auftritt.

Während im östlichen Teil der Habkern-Mulde, im Gebiet der Entlen und der kleinen Schliere, die Leimernschichten vorwiegend als kleine, oft kleinste Pakete im „Wildflysch“ eingebettet sind (Lit. 23, p. 204), gibt es in unserm Untersuchungsgebiet viel mächtigere und ausgedehntere Vorkommen. Sie liegen als längliche Komplexe im Streichen der Habkern-Mulde. Ihrer Lage wegen wäre man leicht versucht, einzelne dieser Komplexe zu ausgedehnteren Zügen zu verbinden, etwa so, wie SCHIDER (Lit. 76, p. 28) Leimernschichten zu einer nördlichen und einer südlichen Wildflyschzone zusammengefasst hat.

Die älteren Autoren haben die Leimernschichtenpakete als tektonische Schürflinge aufgefasst. LEUPOLD, der die Habkern-Zone als „Schuppen mit Leimernfacies“ bezeichnet hat, hat ebenfalls an eine tektonische Entstehung gedacht. Das Priabon wurde dabei als stratigraphisch Hangendes der Schürflinge oder Schuppen betrachtet (Lit. 23, 55).

Wir neigen eher zur Ansicht, dass es sich sowohl bei den grösseren, wie bei den kleineren Komplexen von Leimernschichten um submarine Rutschpakete handelt, die im Wildflysch einsedimentiert worden sind (vgl. auch p. 83–85).

3. Wildflysch.

Als Wildflysch bezeichnen wir gemäss der Definition KAUFMANN'S (Lit. 51, p. 553) Sand- und Siltsteine, vorwiegend dunkle Kalke und Mergel mit „exotischen“ Einschlüssen, Breccien und Konglomerate der Habkern-Zone. Die Wildflysch-Gesteine sind z. T. ruhig gelagert, z. T. stark durcheinander verwalzt und miteinander vermengt. In der geologischen Karte 1 : 100 000 (Lit. 102) hat KAUFMANN alle Vorkommen von Leimernschichten zum Wildflysch gerechnet. Wir haben die grösseren Vorkommen von Leimernschichten und Globigerinenschiefern, die sich kartographisch ausscheiden lassen, vom Wildflysch abgetrennt. Die kleineren Leimernpakete haben wir als „exotische“ Einschlüsse beim Wildflysch belassen. Unter Wildflysch verstehen wir weder ein Gestein eines bestimmten Alters noch eines bestimmten lithologischen oder faciellen Aspektes, sondern ein stratigraphisch-tektonisch bedingtes Gesteinsgemenge, das einer bestimmten Zone unseres Untersuchungsgebietes (Habkern-Zone) angehört und das wir aus rein praktischen (kartographischen) Gründen als Einheit auffassen.

Um von dieser kompliziert aufgebauten Gesteinsgemeinschaft sogleich ein konkretes Bild geben zu können, stellen wir hier die Verhältnisse dar, wie sie uns in den besten Aufschlüssen der Habkern-Zone in unserm Untersuchungsgebiet, im obern Bärselbach (Fig. 8) und besonders bei P. 1299 südwestlich Salwideli (Fig. 9, 10, 11), entgegentreten.

Im Anschluss an die detaillierte Beschreibung dieser Lokalitäten kommen wir auf das Verhältnis der einzelnen Gesteine zueinander und damit auf das Problem der Sedimentation des Wildflyschs zu sprechen.

Längsprofil des obern Bärselbachs.

Im oberen Bärselbach finden wir von unten nach oben folgende Aufschlüsse (Fig. 8):

1. Globigerinenschiefer der Südelbach-Serie (unterhalb Q. 1280, vgl. p. 60).
2. Fleckige, kalkreiche Schiefer mit Globigerinen. Diese sind oberhalb der Mündung des Baches, der vom Husegg her kommt, aufgeschlossen. Sie enthalten Zwischenlagerungen von dunklem Kalk mit Radiolarien. Ob diese Schiefer wirklich zum Wildflysch der Habkern-Mulde oder

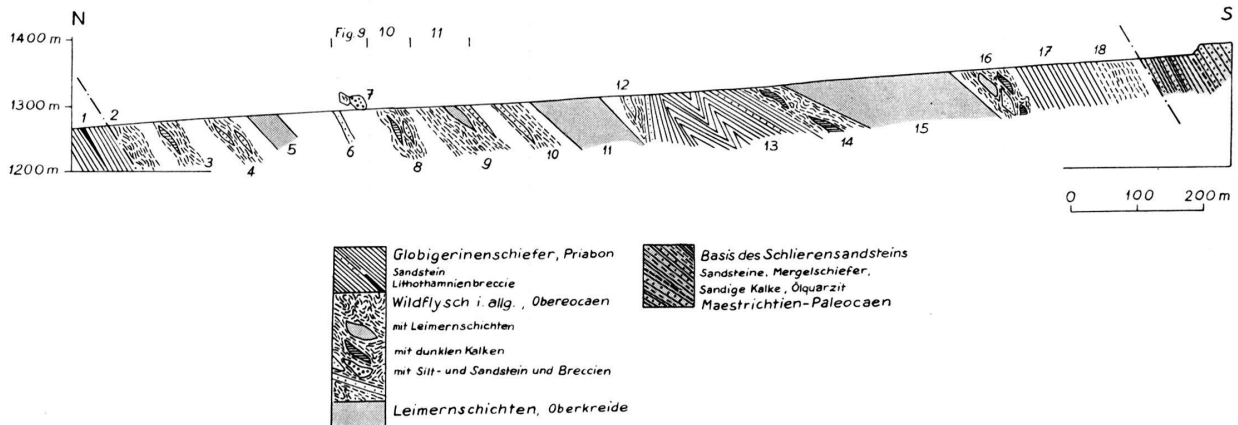


Fig. 8. Längsprofil des oberen Bärzelbachs. Maßstab 1 : 10000.

Die Zahlen 1—18 verweisen auf den Text. 1 Südelbach-Serie, 2—18 Habkern-Zone, südlich an 18 anschliessend: Schlieren-Zone.
Für die Schichten 7—9 vgl. Fig. 9—11.

Die Darstellung der Schichten, namentlich der Einschlüsse im Wildflysch ist dem Maßstab entsprechend schematisiert.

zu den Globigerinenschiefern der Südelbach-Serie gehören, können wir nicht entscheiden. Trotzdem gleichartige Gesteine auch in der Südelbach-Serie vorkommen (vgl. p. 57), rechnen wir sie zum Wildflysch, weil uns dies in Anbetracht der lokalen Verhältnisse (vgl. Tafel V) wahrscheinlicher erscheint.

3. Dunkle Schiefer mit Zwischenlagerungen von Radiolarienkalk.
4. Ähnliche dunkle Schiefer wie in 3., mit stark verbogenen Siltsteinzwischenlagen.
5. Kalkig und schieferig ausgebildete, graue Leimernschichten, zu beiden Seiten des Baches aufgeschlossen.
6. Siltsteinbank.
7. Polygene Breccien und Konglomerate. Grosser Block von Habkerngranit (Fig. 9).
8. Dunkle Wildflyschschiefer, wechsellagernd mit Radiolarienkalk, mit Einschlüssen von Siltstein, polygenen Breccien, Habkerngraniten, Lithothamnienbreccien, dunklen Kalken und grauem Leimernkalk (Fig. 10).
9. Helle, fleckige Globigerinenschiefer und dunkle Mergelschiefer mit Einschlüssen von Siltstein und von grösseren Leimern-Paketen. Darüber ist eine Siltstein-Bank aufgeschlossen (Fig. 11).

Die Aufschlüsse 7—9 sind weiter unten genauer besprochen.

10. Wildflyschschiefer mit Einlagerungen von kleineren Leimern-Paketen. Untergeordnet sind den Wildflyschschiefern dunkle Kalke zwischengelagert.
11. Kalkige und schiefrige Leimernschichten, z. T. stark verwalzt, von zahlreichen Calcitadern durchsetzt.
12. Dunkle Schiefer, Siltstein und grober, brecciöser, quarzreicher Sandstein mit seltenen Bruchstücken von Discoeyclinen. Der brecciöse Sandstein enthält nicht näher bestimmbare Körner sedimentären Ursprungs.
13. Sandige Globigerinenschiefer, ähnlich denjenigen der Südelbach-Serie (vgl. p. 53), mit bis 50 cm mächtiger, zwischengelagerter Sandsteinbank. Die Schiefer bilden zwei kleine, nach N überliegende Gewölbe.
14. Dunkle Schiefer mit Einlagerungen von Siltstein und von siltigen Kalken, in die liegenden Globigerinenschiefer 13. übergehend.
15. Mächtiges Leimern-Paket, wie 11.
16. Z. T. helle, globigerinenreiche, z. T. dunkle Schiefer mit Einlagerungen von siltigen Bänken und mit Einschlüssen von „exotischen“ Breccien. Diese Breccien enthalten chloritreichen Granit und sind darum grün gefärbt.
17. Globigerinenschiefer, wie 13.
18. Dunkle Mergelschiefer und Kalke, Siltstein, ähnlich wie 14., aber etwas kalkiger.

Zur Schlierenzone gehören:

19. Plattige Sandsteinbänke mit siltig-schieferigen Zwischenlagen (enthält Globotruncanen, Orbitoides und Siderolites).
20. Dünnbankige, oft schieferige, feinkörnige Sandsteinbänke und Ölquarzite.
21. Grobkörnige Sandsteinbänke.

Im folgenden treten wir näher auf die in Fig. 9, 10 und 11 dargestellten Aufschlüsse bei P. 1299 im Bärselbach ein (7, 8, 9 in Fig. 8).

Aufschlüsse am Bärselbach bei P. 1299. Im Wäldchen links des Bärselbachs, 80 m nordwestlich P. 1299 finden wir einen grösseren Aufschluss (7 in Fig. 8) von granitischen Breccien und Konglomeraten, die mit einem recht ansehnlichen Habkerngranitblock in naher Beziehung stehen.

Dieser Block ist unter b in Fig. 9 dargestellt. Er besteht ganz aus typischem Habkerngranit, einem grobkörnigen biotitführenden sauren Alkaligranit mit fleischroten Alkalifeldspäten. Dessen Zusammensetzung beträgt nach roher Schätzung³⁾:

ca. 40% Quarz
ca. 55% Alkalifeldspat
ca. 5% Biotit, Erz und Serizit

³⁾ Herr A. GÜNTHERT hatte die Freundlichkeit, die hier gegebenen Daten zu überprüfen.

Die Alkalifeldspäte erreichen eine Grösse von 3 cm. Die Kristalle bestehen z. T. aus Albit (mit typischen polysynthetischen Zwillingen), z. T. aus Kalifeldspat. Sie sind an der Oberfläche des Gesteins immer stark verwittert. Der Quarz zeigt die für den Habkerngranit charakteristische ölig-grüne Farbe. Zwischen X-Nicols löscht er undulös aus.

Vom ganzen Granitblock sind im Querschnitt ungefähr 15 m² aufgeschlossen. Sein Inhalt dürfte mindestens 70—100 m³ betragen. Der Granit weist eine mässige Klüftung auf.

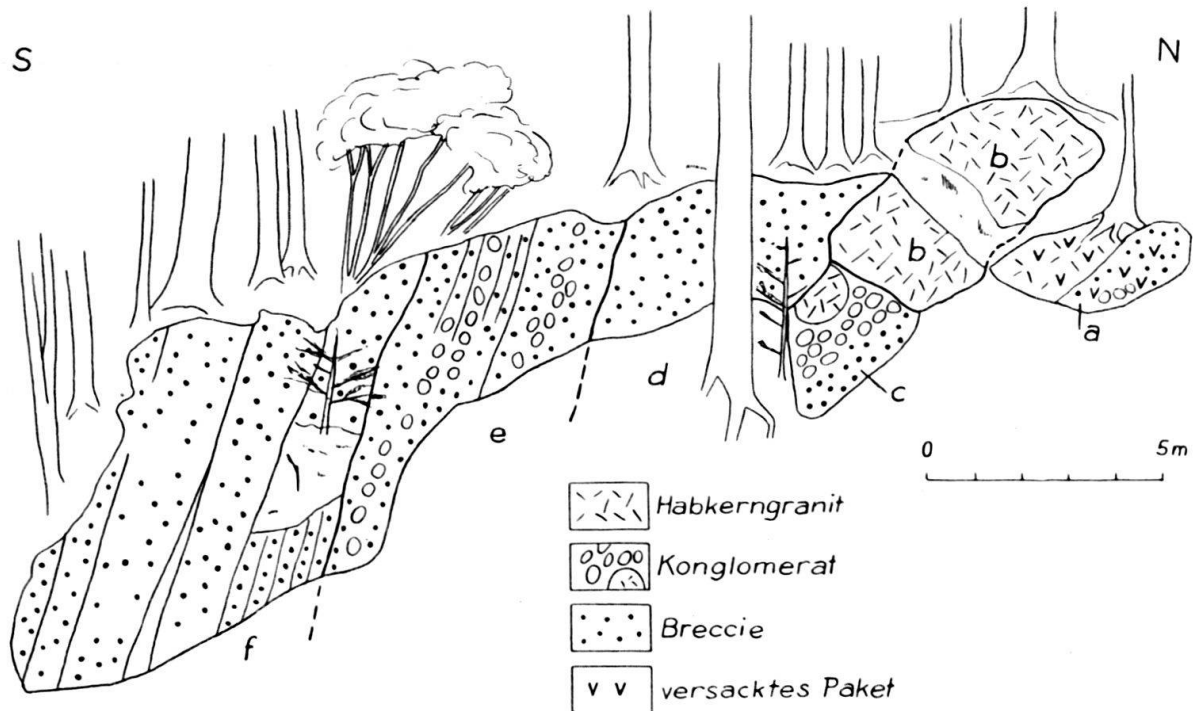


Fig. 9. Aufschluss von Habkerngranit und polygener Breccie bei P. 1299 im Bärselbach. Maßstab 1 : 200. a versackter Granit und Breccie, b Block von Habkerngranit, c grobes Konglomerat, d Breccie, e Breccie mit konglomeratischen Einstreuungen, f Breccie gegen Süden feinkörnig mit kalkigem Bindemittel und Foraminiferen.

Von diesem Block abgebrochen dürfte das versackte Paket a in Fig. 9 sein. Es besteht aus Habkerngranit und einem darüber transgredierenden Konglomerat.

Das unmittelbare Liegende des Blocks b ist nicht aufgeschlossen. 10 m nördlich von ihm finden wir kohlige siltig-sandige Schiefer (6 in Fig. 8). Im Hangenden folgt auf den Granit eine ca. 16 m mächtige Serie von Breccien mit eingestreuten faust- bis kopfgrossen gerollten Komponenten (c—f), die stellenweise zu echten Konglomeratbänken zusammentreten. Konglomeratische Bänke finden wir unter c und e in Fig. 9. Das grobe Konglomerat c weist gut gerollte Komponenten bis über 1 m Durchmesser auf.

Die Komponenten der Breccien und Konglomerate sind ihrer Zusammensetzung nach zum Teil mit dem Granit des grossen Blockes identisch. Ein anderer Teil besteht aus grünlichem saurem Alkaligranit bei dem der Biotit zum grössten Teil in Chlorit umgewandelt ist, 5—10% Biotit und Chlorit, 35—40% Quarz, ca. 50% Alkalifeldspat (Kalifeldspat + Plagioklas). Während die groben Breccien in der Nähe des Granitblockes sehr kalkarm sind, enthalten die feineren Breccien im oberen Teil des Aufschlusses (f in Fig. 9) reichlich sedimentäre Kom-

ponenten und kalkiges Bindemittel. Sie führen auch Foraminiferen. Dünnschliffe dieses Gesteins zeigen in einer kalkig-sandigen Grundmasse, neben kleineren Bestandteilen vorwiegend eckige Komponenten von 3—5 mm und einzelne grössere gerundete Gerölle bis über 4 cm Durchmesser. Die Habkerngranite wiegen unter den grösseren Komponenten vor. Unter den Sedimenten erkennen wir eocaene Kalke mit Discocyclusen und Rotaliden, radiolarienreiche Kalke, spongienreiche Kalke, oolithische Kalke und Kalke des Malm und der Unt. Kreide mit *Calpionella* sp.

Die Organismenreste nehmen 10—20% des Gesteins ein. Am zahlreichsten sind die Lithothamnien, daneben kommen Discocyclusen, Asterocyclusen, kleine Nummuliten (bis 1 cm Durchmesser), Bryozoenreste und vereinzelte Globigerinen vor. Glaukonit ist nur ganz spärlich vorhanden. Diese Breccien sind sicher eocaenen Alters. Leider erlauben die Foraminiferen, die nur im Dünnschliff untersucht werden können, keine nähere Bestimmung und nähere Datierung.

Über den Konglomeraten folgt zunächst ein aufschlussloses Gebiet von ca. 35 m. Darüber finden wir bei P. 1299, am linken Ufer des Bärselbachs, den Aufschluss 8 in Fig. 8. Er ist in Fig. 10 dargestellt. In diesem Aufschluss wird das Anstehende von einer mächtigen Moräne überlagert und ist daher nicht immer leicht von den Blöcken der Moräne zu unterscheiden.

Nördlich des Weges nach Unt. Laubersmad finden wir vorwiegend radiolarienreiche, dunkle, meist etwas fleckige, pyritführende Kalke (a in Fig. 10), in Form von 2—5 cm mächtigen, seitlich oft rasch auskeilenden Bänklein. Ihnen sind dünne, selten über 1 cm mächtige dunkle Mergel und Mergelschiefer zwischenlagert. Die Darstellung auf Fig. 10 ist diesen Geröllen entsprechend schematisch. Die Grenze zwischen Mergel und Kalk zeigt meistens Rutschharnische. Neubildungen von Calcit sind in den Kalken recht häufig.

Die Kalke zeigen im Dünnschliff ausser zahlreichen rekristallisierten Radiolarien seltene Quarzsplitter von max. 0,02 mm Durchmesser und ganz selten Glaukonit.

Stellenweise sind die mergeligen Lagen bis 20 cm mächtig (b) und enthalten dann recht merkwürdige Bildungen. Es sind dies elliptische bis kugelförmige Einschlüsse aus polygen-brecciösem und granitischem Material (c). Die Einschlüsse erreichen einen Durchmesser von über 20 cm. Ihre Oberfläche ist teils rau, wobei die einzelnen Komponenten der Breccien deutlich heraustreten, teils sind sie von Rutschharnischen begrenzt, die ihnen ein „geborstenes“ Aussehen geben. FICHTER hat entsprechende Gebilde Brotkrustenbomben verglichen (vgl. Lit. 28, p. 95). Die granitischen Einschlüsse bestehen ausschliesslich aus Habkerngranit mit roten Feldspäten und aus grünem Alkaligranit. Die Breccien enthalten ausser den Graniten auch ziemlich reichlich sedimentäres Material, vorwiegend dichten braunen Kalk, dunklen Kalk mit Radiolarien und schrattenskalkähnliches Gestein. Glaukonit ist z. T. recht verbreitet, ebenso Pyrit. Ihrer Zusammensetzung nach stimmen diese Breccien mit den aus Fig. 9 f beschriebenen überein. Während der grössere Teil dieser Breccien recht fossilarm ist, fanden wir in einem Dünnschliff neben ca. 20% Lithothamnien kleine Nummuliten (spärlich), Discocyclusen, Rotaliden, Resten von Bryozoen und Austernschalen. Die Fossilien zeigen durchwegs Aufarbeitungsspuren.

Neben diesen Breccien enthalten die mergeligen Schiefer auch Einschlüsse von Leimernschichten (d) mit *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU), *Globigerina cretacea* D'ORB. und *Gümbelina* sp. Dass die Leimernschichten tektonisch stark beansprucht worden sind, zeigen die darin zahlreich auftretenden Calcitadern. Wir glauben jedoch nicht, dass sie auf rein tektonischem Wege in die

Wildflyschmergel gelangt sind, sondern neigen vielmehr zur Annahme, dass sie als submarine Rutschpakete einsedimentiert worden sind (vgl. p. 85).

Oberhalb des Übergangs des Weges von Salwideli nach Unt. Laubersmad finden wir die dunklen, radiolarienführenden Kalke und Kalkmergel (e in Fig. 10) nach einem kurzen Unterbruch des Aufschlusses wieder.

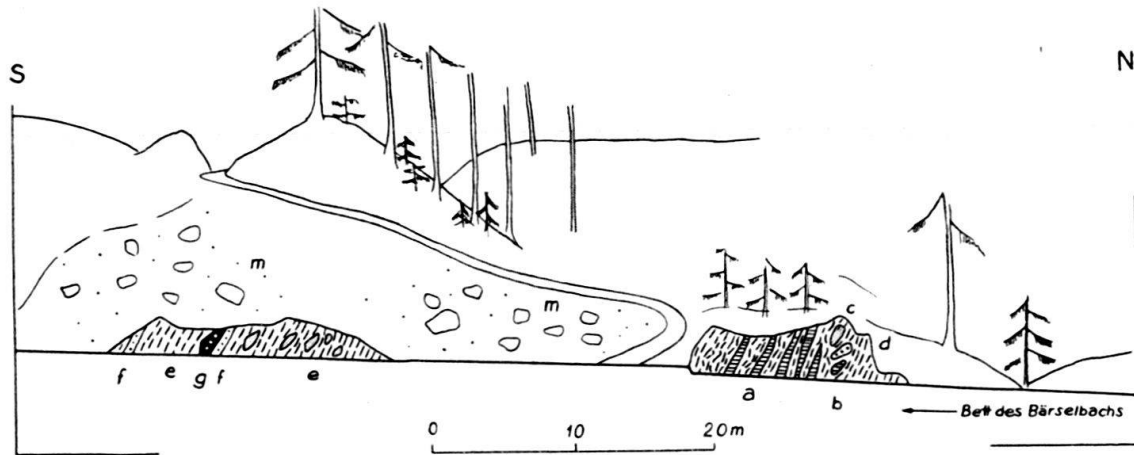


Fig. 10. Aufschluss im Bärselebach bei P. 1299, linkes Ufer. a dunkler, schiefriger Wildflysch mit Lagen von dunklem Kalk mit Radiolarien, b dunkle Schiefer mit Einschlüssen, c Einschluss von Leimernschichten in b, d Einschluss von polygener Breccie in b, e helle Schiefer mit Einschlüssen, f Siltstein, g Lithothamnienbreccie, m Moräne.

Die Zwischenlagerungen von dunklen Mergeln mit Einschlüssen sind hier eher spärlich vorhanden. Die grobbrecciösen Einlagerungen sind seltener und kleiner als in a. Neben diesen kommen Einschlüsse von dunklem, feinkörnigem Silt- bis Sandstein vor, die ihrer stellenweise durch Glaukonitanhäufung bedingten grünen Farbe wegen an „Ölquarzite“ erinnern. Die Kalkmergel zeigen oft Übergänge im Siltstein. 30 m südlich des Wegüberganges wird der Aufschluss von einer 30–40 cm mächtigen Siltbank (f) abgeschlossen. Bemerkenswert ist im oberen Teil des Aufschlusses ein Einschluss einer eher feinkörnigen, lithothamnienreichen Breccie (g), der im Querschnitt ca. 40×50 cm misst.

Im Dünnschliff bemerken wir neben reichlich vorhandenen eckigen Quarzkörnern (30–40%, max. Korngrösse 3 mm), spärlichen Pyrit und wenig Glaukonit, schwer definierbare Sedimentreste, darunter feinkörnige, quarzreiche Sandsteine; kleine Bruchstücke von biotitreichem Habkerngranit und von grünlichem Granit mit stark chloritisiertem Biotit und grossen Alkalifeldspäten. Neben Lithothamnienbruchstücken und Resten von Bryozoen und Austern enthält die individuenreiche Foraminiferenfauna: Rotaliden, *Schlumbergerina*, Discocyclinen, Asterocyclinen, kleine Nummuliten (bis 3,5 mm Durchmesser) und Bruchstücke von *Heterostegina*.

Diese Fauna gleicht derjenigen der foraminiferenreichen priabonen Breccien der Globigerinenschiefer des Südelbachs und von Käsboden–Arniberg. Ihr Alter ist Priabon.

Die Form dieses Einschlusses zeigt, dass die Breccie bei ihrer Einbettung in die radiolarienreichen Kalke und Kalkschiefer schon verfestigt war. Wir können daher mit Sicherheit sagen, dass auch diese Sedimente nicht älter als Priabon sein können.

Nach einem Unterbruch von ca. 25 m finden wir als Fortsetzung dieses Profils am rechten Ufer des Bärselbachs (Fig. 11, Aufschluss 9 in Fig. 8) zunächst ca. 12 m helle, fleckige, tertiäre Mergelschiefer (a in Fig. 11) mit grossen, stacheligen Globigerinen (*Globig. cf. bulloides* D'ORB.), die in ihrem obern Teil schwarze Mergel (b) enthalten und welchen als Einschlüsse einzelne bis 1 m mächtige Bänke von Leimernkalk (c) eingelagert sind.

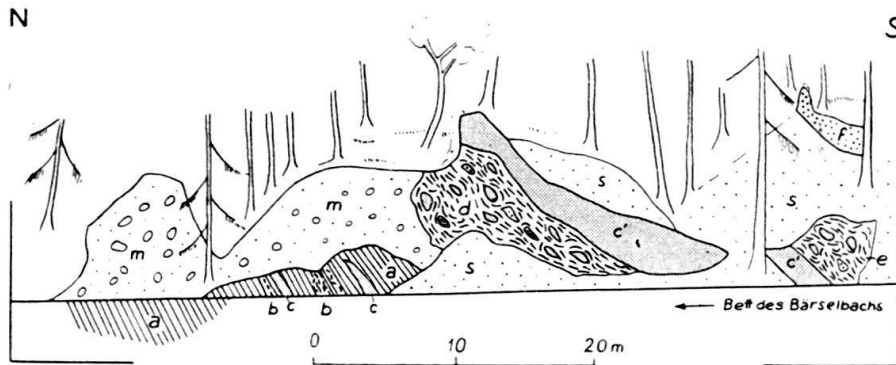


Fig. 11. Aufschluss im Bärselbach, oberhalb P. 1299, rechtes Ufer. a helle, tertiäre Schiefer mit Globigerinen, b dunkle Schiefer, c, c' Leimernschichten, d, e Wildflysch mit Einschlüssen von Siltstein, Breccien und Lithothamnienkalk, f Siltstein, m Moräne, s Schutt.

Darüber folgen weitere 5—6 m heller, fleckiger Mergelschiefer, die ebenfalls einzelne Einlagerungen von Leimernkalk enthalten. Zwischen diesen Schichten und einer weiter oben folgenden 3—4 m mächtigen Leimernkalkbank (c), die mit 25—30° Einfallen den Hang hinaufzieht, finden wir dunkle Mergel (d) mit Einschlüssen von granitführenden Breccien und von Leimernkalk.

Diese dunklen Mergel stimmen mit den weiter oben vom linken Ufer des Bärselbachs (b in Fig. 11) beschriebenen überein und haben wohl wie diese ober-eocaenes Alter. Auch über der mächtigen Leimernkalkbank kommen solche dunkle, schlecht aufgeschlossene Kalkschiefer vor (e), die von einer über 1 m mächtigen Siltbank (f) überlagert werden.

Diskussion der Entstehung des Wildflyschs.

(An Hand der Aufschlüsse im Bärselbach.)

Die in den Fig. 9, 10, 11 geschilderten Verhältnisse zeigen, dass im Wildflysch starke tektonische Vermengungen vorhanden sind. Andererseits spricht die Tatsache, dass schwarze Mergel und kleinere und grössere Komplexe von Breccien, Sandsteinen und Leimernschichten nebeneinander vorkommen für die Möglichkeit einer sedimentären Einlagerung der Breccien, Sandsteine und Leimernschichten in die Flyschmergel. In der folgenden Diskussion erwägen wir die Wahrscheinlichkeit, die einer solchen Annahme zukommt.

In der Mehrzahl der bisherigen Darstellungen wurden die Einschlüsse des Wildflyschs, namentlich die Leimernschichten, aber auch die Vorkommen von Wangschichten und Nummulitenkalken und die exotischen Breccien als tektonische Schürflinge aufgefasst (Lit. 76, 68, 55).

Für die grösseren, namentlich für die aus Leimernschichten aufgebauten Pakete ist diese Auffassung zunächst recht wahrscheinlich: ihre längliche Form und ihre perlschnurartig ausgerichtete Lage im Streichen der Habkern-Mulde verleiten uns dazu, sie als eine Art Schuppen zu betrachten.

Für die kleinen, oft nur dezimetergrossen Linsen von Leimernkalk, Siltstein und Breccien, die ganz von Wildflyschmergeln umschlossen sind, kommt eine tektonische Einlagerung jedoch kaum in Frage. Wie wir weiter oben bemerkt haben (p. 81, zu c in Fig. 7) sind diese ellipsoidischen bis kugelförmigen Gebilde oft ausgeschwänzt und ganz von Rutschharnischen begrenzt. Es lag daher nahe, sie tektonisch, durch Zerreiung von grösseren Bänken zu erklären und als „Tektonite“ oder „Phakoide“ zu bezeichnen (vgl. Lit. 37, p. 13 und Lit. 24, p. 127/28). Wir müssen jedoch darauf hinweisen, dass nach einer nachträglichen Durchbewegung, wie sie im Wildflysch der Habkern-Mulde wohl stattgefunden hat, tektonisch und sedimentär entstandene Einschlüsse nicht voneinander unterschieden werden können. Die Möglichkeit einer sedimentären Entstehung besteht also trotz dem Vorhandensein merklicher Spuren tektonischer Durchbewegung.

Einige Autoren haben die Leimernschichten als facielle Besonderheit innerhalb der Sedimentserie des Wildflyschs aufgefasst (Lit. 56, 57, 88). Aus dem verschiedenen Alter der oberkretazischen Leimernschichten und der priabonen Wildflyschmergel geht jedoch hervor, dass die Leimernschichten innerhalb des Wildflyschs Fremdkörper bilden.

P. BECK, der den Flysch der Gegend von Habkern genauer untersucht hatte, hat für den Wildflysch teilweise sedimentäre Entstehung angenommen (Lit. 8). Das Material des Wildflyschs bezog er von einer heute zerstörten, überschobenen Decke (seiner Klippendecke). Die grösseren Leimernvorkommen wären dabei als grössere, neben den kleineren Einschlüssen eingesedimentierte Überbleibsel („Klippen“) der überschobenen Decke zu betrachten⁴⁾.

E, GAGNEBIN hat für die Entstehung der oberkretazischen Linsen im Wildflysch der Pléiades schon 1917 submarine Rutschungen in Betracht gezogen. Neuerdings hat LUGEON diese Ansicht wieder aufgegriffen (Lit. 64). Die einzelnen, von den „Cordilleren“ losgelösten und durch ihr eigenes Gewicht in die Sedimentationsbecken hineingerutschten mehr oder weniger grossen Linsen, die er als „diverticules“ bezeichnet hat, nehmen darnach am Aufbau des Wildflyschs in wesentlichem Masse Teil. Die diverticules LUGEONS haben mit den Klippen BECKS sehr viel Ähnlichkeit.

Wenn wir uns hier dem Prinzip LUGEONS über die Entstehung der Einschlüsse im Wildflysch anschliessen, so tun wir es der folgenden Überlegungen wegen:

Im Wildflysch sind grosse und kleine Leimernpakete vorhanden, davon sind die kleineren deutlich, die grösseren wahrscheinlich ganz von Wildflyschmergeln umgeben. Ebenso verhält es sich mit den Graniten und exotischen Breccien. Die Breccien des Wildflyschs bestehen grösstenteils aus aufgearbeiteten Leimernschichten und Habkerngraniten und andern in exotischen Blöcken vorhandenen Gesteinstrümmern. Das Material der Breccien und dasjenige der von uns als submarin eingerutschte Pakete betrachteten Einschlüsse ist also identisch.

Die Breccien und Konglomerate (d—f in Fig. 9) sind sicher in Küstennähe abgelagert worden. Darauf deuten die gut gerollten konglomeratischen Einstreuungen und die zahlreich vorhandenen Reste von Austernschalen. Der grosse Hab-

⁴⁾ Später hat BECK diese Ansicht etwas modifiziert (Lit. 9). Den Wildflysch mit den exotischen Einschlüssen bezog er von der „primären Habkern-Decke“, die grösseren Leimern-Pakete (Leimern, Stelli, Stirne) hielt er für Überbleibsel seiner Klippen-Decke.

kerngranitblock (b in Fig. 9) ist entweder ein Stück Granitküste, wobei das Konglomerat vor dem Rutsch transgrediert ist, oder ein in unmittelbarer Küstennähe innerhalb des Konglomerats abgelagerter Block. Als solcher hätte er seiner Grösse wegen von den Wellen nicht bewegt werden können und wäre im konglomeratisch-brecciösen Material begraben worden, ohne einer weitem Aufarbeitung anheimzufallen.

Es ist wahrscheinlich, dass das Breccienpaket, samt Granitblock, in einem späteren Zeitpunkt als Ganzes in den Sedimentationsraum der Wildflyschschiefer hineingerutscht ist. Wahrscheinlich sind bei dieser Dislokation Komponenten und Bruchstücke, die sich von der Breccie losgelöst hatten, im Sedimentationsbecken der Schiefer weithin zerstreut worden. Hier finden wir sie heute in der Form der kleinen exotischen Blöcke wieder.

Auf diese Art scheint uns die Entstehung der exotischen Einstreulinge sowohl, als auch der Einschlüsse von Leimernkalk, am besten zu erklären sein.

Die eben geschilderten Verhältnisse sind denjenigen sehr ähnlich, welche J. TERCIER (Lit. 90, p. 502) aus der Gegend von Schwefelberg beschrieben hat, wo neben einem grossen Malmpaket im Wildflysch kleine, gerollte Malmblöcke vorkommen, die mit einem nummulitenführenden Bindemittel zu einem Konglomerat verkittet sind.

Bei einer tektonischen Erklärung der Leimernpakete, wie sie den Darstellungen in der neueren Literatur (vgl. Lit. 23, 99, 55), zugrunde liegt, muss auffallen, dass im Liegenden der Leimernschichten nie älteres Mesozoikum hat gefunden werden können. In tektonischen Schuppen wäre es zu erwarten gewesen, in den submarinen Rutschlamellen ist seine Abwesenheit leichter erklärbar. Priabontransgressionen über Leimernschichten haben zwar lokal gefunden werden können (p. 89, Lit. 23). Ob sie vor oder nach der Dislokation der Leimernkalke stattgehabt haben, ist jedoch ganz unbekannt. Ausgedehntere Transgressionsbildungen jedoch, die bei einem Schuppenbau zu erwarten wären, fehlen ganz. Daraus geht hervor, dass wir über die Unterlage des Wildflyschs nichts aussagen können. Als Tatsache können wir nur festhalten, dass sich die Wildflyschmasse samt Einschlüssen nach ihrer Bildung von ihrer Unterlage losgelöst hat und in das Gebiet des heutigen Rückens der Niederhorn-Decke geraten ist.

Die obigen Ausführungen finden in der folgenden Beschreibung der wichtigsten Aufschlüsse ihre Bestätigung.

Übrige Aufschlüsse im Wildflysch.

Aufschlüsse im Schwendibach (bei Sörenberg). Gute Aufschlüsse und fossilführende Gesteine, die z. T. denjenigen von P. 1299 (Fig. 11) im Bärselbach sehr ähnlich sind, finden wir an verschiedenen Punkten im Schwendibach. In dessen Längsprofil treffen wir von unten nach oben (vgl. Fig. 12):

1. Ca. 5 m mächtig aufgeschlossene Serie von dunklen, grauen bis grünlichen Mergelschiefen mit zwischengelagertem, feinkörnigem, z. T. etwas kohligem Siltstein (beim Wegübergang von Vord. nach Hint. Schönisei). Die siltigen Lagen sind 5–40 cm mächtig und stark verwalzt. Ausser Rotalidenresten konnten darin keine Fossilien gefunden werden.
2. und 3. Ähnliche dunkle Mergelschiefer und Siltsteine wie in 1. Im Gebiet zwischen den Aufschlüssen 3 und 4 liegen im Schwendibach zahlreiche, bis 4 m³ grosse Blöcke von Siltstein, von Habkerngranit, von Breccien mit granitischen Komponenten und von Konglomeraten mit Dolomit, braunen Kalken und Habkerngranit. Diese Blöcke sind wohl durch einen Lokalgletscher des Schwarzenegg-Gebietes hierher verfrachtet worden, denn im obern Schwendibach (Schicht 8) finden wir ähnliche Gesteine.

4. Ca 3 m mächtige Siltsteinbank, die sich im oberen Teil in schiefrige Platten und dunkle Mergel auflöst. Eine 10 cm mächtige Mergellage besteht vorwiegend aus Crinoidentrümmern.
5. Graue bis grünliche, vorwiegend schiefrig ausgebildete Leimernschichten, am linken Ufer einen grösseren Aufschluss bildend.
6. Siltstein und helle, dünnplattige Kalke und Schiefer mit Fucoiden.
7. Dunkle Mergelschiefer mit bis über 1 m mächtigen, linsenartigen Einlagerungen von grünlichen und rötlichen Breccien mit sedimentären und granitischen Komponenten, deren Durchmesser 3 cm erreicht. Unter den sedimentären Komponenten finden wir Kalke mit Spongien, Radiolarienkalke und Urgonkalke. Ein Korn von Oberkreidekalk enthält *Globigerina cretacea* D'ORB. Die Fossilien in der Grundmasse zeigen oft Spuren von Aufarbeitung. Neben typisch eocaenen Nummuliten, Discocyclinen und Astrocyclinen treten Rotaliden und aufgearbeitete kretazische Globotruncanen auf (*Globotr. lapparenti lapparenti* BOLLI und *Globotr. stuarti* DE LAPP.).
8. Im untern Teil der hier aufgeschlossenen Serie finden wir bis 1,8 m mächtige Sandsteinbänke, die unten mit schon ziemlich feinen, quarzreichen Lagen beginnen und sich oben in dünnplattige Schiefer und Mergelschiefer mit Kohlenschmütchen auflösen. Das Gestein zeigt deutliche Spuren von tektonischer Durchbewegung.
Im oberen Teil des Aufschlusses finden wir Wechsellagerungen von feinkörnigem, kalkreichem, glimmerigem Sandstein mit schieferigen Lagen, die kohlige Resten enthalten. Stellenweise kommen brecciöse bis konglomeratische Einlagerungen vor, deren Korngrösse 5 cm erreicht. Sie führen reichliches sedimentäres Material (so Urgonkalk, Oberkreidekalk mit Globotruncanen, Dolomit und braune Kalke); daneben kommen auch granitische Komponenten vor. In der Grundmasse treten kleine Nummuliten und Gypsinen auf.
9. Grobes Konglomerat, ähnlich dem aus 8. beschriebenen.
10. Dunkle Mergelschiefer mit Einlagerungen von polygenen Breccien, ähnlich den in 8. beschriebenen. In den Breccien finden wir Rotaliden, kleine Nummuliten, Discocyclinen, Astrocyclinen, Lithothamnien, Bryozoen und Dentalium, eine Faunengemeinschaft, die auf Obereocaen hindeutet. Fauna und Zusammensetzung dieser und der unter 8. beschriebenen Breccie stimmen mit denjenigen der Breccien bei P. 1299 im Bärselbach überein (vgl. p. 80/81, zu f in Fig. 9).

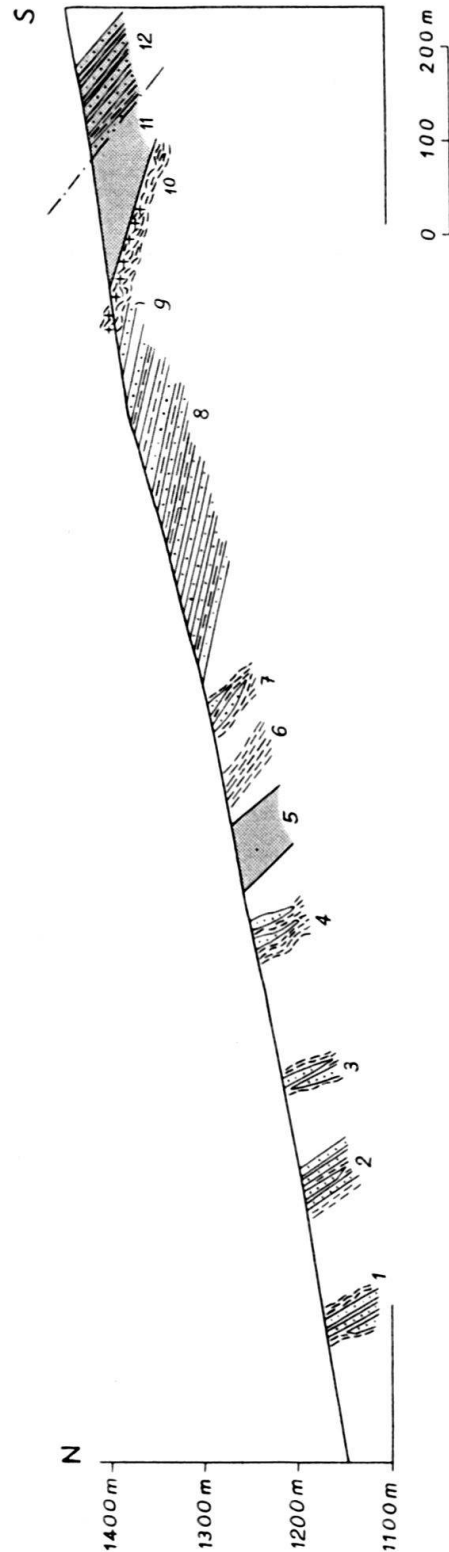


Fig. 12. Längsprofil des Schwendibachs, Maßstab 1 : 10000. Die Zahlen 1—11 Habkern-Zone, 12 Schlierenzone. Die Darstellung der einzelnen Schichten ist dem Maßstab entsprechend schematisiert.

11. Helle, schiefrige und kalkige Leimernschichten.
12. Fein- bis grobkörnige Sandsteine, fossilieer, lokal in helle, dichte, sterile Kalke übergehend. Den Aufschluss 12 rechnen wir zum Schlierenflysch.

In ihrem obern Teil enthalten die unter 10. beschriebenen Mergelschiefer wenige cm mächtige bituminöse Lagen mit reichlichen, erbsengrossen Pyritkonkretionen und besonders merkwürdigen Barytkugeln, deren Durchmesser bis 11 cm betragen kann. Solche Kugeln haben schon F. BALTZER (Lit. 7) von der Riedernalp und E. HUGI (Lit. 45, p. 31 ff.) aus dem Gebiet der Giswiler Klippen beschrieben. Während diesen Autoren nur Barytkugeln aus dem Schutt bekannt waren, hat sie L. VONDERSCHMITT (Lit. 98, p. 11) auch im Anstehenden, nämlich ebenfalls in schwarzen Wildflyschschiefern sammeln können. Die Barytkugeln unseres Untersuchungsgebietes stimmen genau mit den Beschreibungen und den Bildern HUGIS überein. Namentlich besitzt die eine, wie die bei HUGI (Lit. 45) auf Tafel 4, Fig. 2d abgebildete, als Rinde eine Schicht von feinen, ca. 1 cm langen, radial angeordneten Prismen.

Die Entstehung dieser Barytkugeln, besonders die Herkunft des Bariums ist noch rätselhaft. Es ist möglich, dass das Barium durch heisse, untermeerische Quellen zugeführt worden ist. Eine lagunäre Bildung, wie sie A. WIRZ (Lit. 100, p. 73) für die Barytvorkommen im Meridekalk des Mte. San Giorgio angenommen hat, scheint uns weniger wahrscheinlich. Bemerkenswert ist bei den Ablagerungen im Schwendibach das gemeinsame Auftreten von Baryt und Pyrit.

Aufschlüsse im Bach 300 m westlich Hint. Schönisei (bei Sörenberg). Wir finden hier oberhalb Q. 1190:

1. Ca. 25 m braune bis schwärzliche Mergelschiefer mit zwischengelagerten, oft stark verquetschten Bänken von feinkörnigem Sandstein.
2. 5 m graue Leimernschichten mit zwischengelagerter, ca. 1. m mächtiger, roter Leimernkalkbank.
3. Ca. 50 m siltige, sterile Sandsteine, lokal in helle, dichte Kalke übergehend. Diese Gesteine möchten wir zum Schlierensandstein rechnen.

Bach südwestlich Rischli. Ca. 800 m südsüdwestlich Rischli sind in dem von Salwiden her kommenden linksseitigen Nebenbach der Waldemme bei Q. 1290 die Schiefer der Südelbach-Serie mit anomalem Kontakt von Wildflyschgesteinen überlagert. In die braunschwarzen Wildflyschschiefer sind oft über 1 m mächtige brecciöse Sandsteine eingelagert, die Spuren starker tektonischer Bewegung zeigen. Die Sandsteine sind quarzarm und führen reichlich Sedimentkörner, darunter Radiolarienkalk und Sandsteine mit sehr gut gerundeten Quarzkörnern. Die Grundmasse enthält Biotit, Pyrit, Glaukonit, seltene Lithothamnien, Bryozoen und Miliolen, Rotaliden, Gypsinen, Discocyclinen, Asterocyclinen und kleine Nummuliten.

Bach südlich Salwideli. Im untern Teil dieses Baches finden wir Globigerinenschiefer mit Einlagerungen von Sandsteinen und Lithothamnienbreccien (Südelbach-Serie, vgl. p. 52ff). Bei Q. 1290 folgen zur Habkern-Zone gehörige sandige Schiefer, Siltsteine, feinkörnige, plattige Sandsteine und dunkle Mergelschiefer. Diese enthalten grössere Komplexe von Leimernkalken mit *Globotruncana lapparenti* BROTZEN. Ferner sind in die Mergelschiefer Lithothamnienkalk (über 75% unversehrte Lithothamnien) eingelagert, welche neben Bryozoen und Serpuliden Rotaliden und Discocyclinen enthalten. Weiter oben finden wir in diesem Bach: Globigerinenschiefer mit Siltsteinzwischenlagen, dunkle Mergelschiefer mit Einlagerungen von Leimernkalk und dunkle Schiefer mit Siltstein. Im Bachbett

findet man hier Blöcke polygener Breccien, die aber aus der Moräne stammen dürften.

Bach südlich Husegg. Hier sind die Verhältnisse ähnlich wie im Bach südlich Salwideli. Im untern Teil des Baches herrschen neben grösseren Leimernkomplexen siltige Gesteine vor. Oberhalb der Strasse von Salwideli nach Unt. Laubersmad (bei Q. 1390) fanden wir in den kalkigen bis siltigen dunklen Mergelschiefern faust- bis kopfgrosse etwas gerundete Einschlüsse von Breccien mit vorwiegend kristallinem Material, von Lithothamnienbreccien mit Discocyclinen und Bryozoen, von Siltstein, Leimernkalk mit *Globo truncana lapparenti* BROTZEN und von Ölquarzit. Diese Einschlüsse sind denjenigen von P. 1299 im Bärselbach (c in Fig. 10) vergleichbar.

Zufluss des Bärselbachs östlich Schneebergli. Der bei Q. 1180, östlich Schneebergli in den Bärselbach mündende linke Nebenbach verläuft in seinem untern Teil in Globigerinenschiefern der helvetischen Schichtserie. Darüber folgen bei Q. 1260 wenige Meter mächtige, spröde, phyllitische Schiefer, welche Knauer von Leimernkalk enthalten. Sie werden überlagert von Leimernschichten (vgl. auch Fig. 7) und siltig-mergelige Schiefer mit Siltsteinbänken. Bei Q. 1300 finden wir am rechten Ufer schwarze schieferig-siltige Mergel mit Einschlüssen von Breccien und Sandsteinen. Die Breccien enthalten als Komponenten Habkerngranit, dunkle Silexsplitter und spärliches sedimentäres Material. Die Sandsteine sind reich an Glaukonit und enthalten Discocyclinen und kleine Nummuliten. Über diesen Mergeln folgt eine ca. 5 m mächtige Bank (Fossilfundstellen in Tafel V) von grobkörnigem Sandstein (Körner bis zu 8 mm Durchmesser). Der Sandstein besteht aus den gleichen Komponenten wie die weiter oben beschriebenen Breccien. An seiner Basis zeigt er folgende Fossilien: Lithothamnien, Bryozoen, Rotaliden, Discocyclinen, Asterocyclinen (darunter ein Exemplar der B-Form), kleine Nummuliten (recht zahlreich), Operculinen (oder Heterosteginen; nur in Axialschnitten beobachtet, stets mit grossem Zentralpfeiler). Diese Faunengemeinschaft deutet auf obereocänes Alter hin.

Gegend von Gustischwand. Dunkle, phyllitische und braune, siltige Schiefer, denen zentimeterdünne bis 20 m mächtige Leimernkomplexe zwischengelagert sind, finden wir in den kleinen Zuflüssen des Bärselbachs 100 m und 300 m NE Gustischwand und in den Nebenbächen des Schöniseibachs 250 m SW Gustischwand und 600 SSE Küblisbühlegg. Hier treffen wir auch dunkle Radiolarienkalke.

Ein Aufschluss am linken Ufer des Schöniseibachs bei Q. 1180 (Fossilfundstelle) zeigt: in dunklen Mergelschiefern eine ca. 1 m mächtige Sandsteinbank. Neben reichlichem Quarz (50—60%, Korngrösse bis 3,5 mm) finden wir als Komponenten Sedimentkörner, darunter Oberkreidekalk mit Pithonellen und *Globo truncana lapparenti* BROTZEN. Die Grundmasse enthält:

Miliolen (*Triloculina* und *Quinqueloculina*), Rotaliden (darunter *Eponides*), Nummuliten (Durchm. bis 3,5 mm), Discocyclinen, Asterocyclinen, Operculinen, *Heterostegina* cf. *helvetica* KFM., *Assilina* sp. (ein Exemplar tangential geschnitten), Bryozoen und Reste von Austernschalen. Die Foraminiferenfauna zeigt i. A. priabones Alter an; die *Assilina* (Lutétien oder Alteocaen) ist wohl aufgearbeitet.

Über dieser Sandsteinbank folgen 5—6 m dunkle Schiefer und Radiolarienkalke mit Einlagerungen von Leimernschichten (mit *Globo truncana lapparenti* BROTZEN); darüber liegen ca. 3 m schieferige, feinkörnige, quarzreiche Sandsteine mit kleinen Nummuliten und Rotaliden.

Aufschlüsse in der Gegend von Arnibergli. Im Bächlein 400 m NW Arnibergli, auf Q. 1440 finden wir eine recht interessante grobe Breccie. Sie enthält an Komponenten:

Scharfkantige Bruchstücke von Leimernkalk (bis 10 cm Durchmesser), mit *Globotruncana lapparenti* BROTZEN und Pithonellen (nur in wenigen Körnern auftretend).

Sandige Kalksteine (ca. 30% Quarz, Körner bis 0,1 mm Dm.) mit Glaukonit und Phosphatknollen.

Kalke mit Radiolarien und Spongiennadeln.

Die Grundmasse enthält neben zahlreichen Lithothamnien Discocyclinen, Astero-cyclinen, Nummuliten (bis 12 mm Durchmesser) und zahlreiche Resten grosser Austern. Es dürfte sich bei diesem Vorkommen um eine eocaene Transgressionsbreccie über das Leimernpaket, das weiter oben aufgeschlossen ist, handeln. Ihr genaues Alter ist unbestimmt, die häufigen Discocyclinen und Astero-cyclinen deuten auf Obereocaen hin.

Weiter im Osten findet sich auf dem Grat zwischen Käsboden und Arnibergegg in schlechten Aufschlüssen feinkörniger, recht quarzreicher Sandstein, der dem Hohgantsandstein recht ähnlich ist. Fossilien haben darin nicht gefunden werden können. Nach ihrer Lage und lithologischen Ausbildung ist dies Gestein zur Habkern-Zone zu rechnen. SCHIDER hat es zum Schlierenflysch gezählt (vgl. Lit. 105).

Gebiet des Mürrenbachs. Bei Q. 1200 und unterhalb Q. 1250 finden wir im Mürrenbach siltige, dunkle Schiefer und Sandsteine. Letztere führen Sedimentkörner, darunter Oberkreidekalk mit *Globotruncana lapparenti* BROTZEN und *Globigerina cretacea* D'ORB. Die Grundmasse enthält zahlreiche Rotaliden, dünn-schalige Globigerinen und Lithothamnien. Letztere sind wie im Gebiet des Hundsknubels (vgl. p. 92) randlich meist rekristallisiert. Auffällig ist bei diesen Gesteinen das Fehlen typisch eocaener Formen. Ihre Lage veranlasst uns, sie zur Habkern-Zone zu zählen.

Sandsteine 150 m und 400 m SW Schwand enthalten keine Foraminiferen, aber aufgearbeiteten Oberkreidekalk mit Globotruncanen und Pithonellen.

Ca. 300 m N Schwand fanden wir im Wildflysch einen quarzreichen Sandstein mit vereinzelt Discocyclinen und Gypsinen.

Die Schlieren-Zone.

Wie unsere Untersuchungen gezeigt haben, sind die Vorkommen von Schlierensandstein in unserem Gebiet nicht so ausgedehnt, wie sie R. SCHIDER auf seiner Karte (Lit. 105) dargestellt hat.

In der Gegend von Ob. Laubersmad-Käsboden-Arniberg haben wir zeigen können, dass Sandsteine und Globigerinenschiefer vorkommen, die gemäss ihrem Alter und ihrer lithologischen Ausbildung von den Gesteinen der Schlierenserie ganz und gar verschieden sind.

Die Sandsteine bei Arnibergegg (vgl. oben), die SCHIDER wohl veranlasst haben, den Hügel zwischen Bärselbach und Schöniseibach fast ganz zum Schlierensandstein zu zählen und deren Alter von uns nicht hat bestimmt werden können, weichen in ihrer lithologischen Ausbildung ebenfalls vom Schlierensandstein ab.

Die Gesteine der Schlieren-Zone kommen somit in unserm Untersuchungsgebiet nur in der weiteren Umgebung des Hundsknubels vor. Genaue Altersbestimmungen waren nur an 3 Fossilvorkommen möglich, bei denen Globo-

truncanen der stuarti-Gruppe, *Orbitoides* und *Siderolites* cf. *calcitrapoides* LAM. auf Maestrichtien schliessen lassen. Diese Vorkommen befinden sich im Bärselbach bei Q. 1380, im Bach 200 m südwestlich Blattli, bei Q. 1430 und im Bach nördlich Thürndliwald, bei Q. 1420. Sie gehören der Basis des Schlierenflyschs an.

Höheren Schichtgliedern der Schlieren-Zone dürften jene Gesteine angehören, welche den eigentlichen Hundsknubel aufbauen. Die schlechten Aufschlüsse, die starke Verwitterung und die spärliche Fossilführung, vor allem das Fehlen von Nummuliten, erlauben eine nähere Datierung dieser Schichten nicht.

Basis der Schlierenserie.

Aufschlüsse im Bärselbach. Zwischen Q. 1370 und Q. 1390 finden wir im Bärselbach die Basis der Schlierenflyschserie an die 100 m mächtig aufgeschlossen (Fig. 8). Dünnschliffe des untern Teils dieses Aufschlusses zeigen recht oft Foraminiferen.

Wir finden hier vorwiegend 20—40 cm mächtige, eher feinkörnige meist plattige Sandsteinbänke (19 in Fig. 8) mit vorwiegend dünnen siltig-schiefrigen Zwischenlagen. Die Sandsteine sind recht kalkreich, wittern etwas bräunlich an und führen parallel zu den Schichtlagen oft grössere Muskowitschuppen. Vereinzelt kommen Bänke von „Ölquarzit“, d. h. von feinkörnigem quarzreichem Sandstein mit reichlichem, ebenfalls sehr feinkörnigem Glaukonit vor.

Im obern Teil des Aufschlusses variiert die Korngrösse innerhalb der etwas mächtigeren Sandsteinbänke stärker. Fossilien konnten hier keine gefunden werden.

Siltige Kalke aus dem untersten Teil des Aufschlusses, am linken Ufer bei Q. 1370 haben einige Ähnlichkeit mit Wangschichten. Sie zeigen im Dünnschliff:

10—12% Quarz (eckige Körner von max. 0,1 mm Durchmesser), etwas Pyrit, spärliche kleine Glaukonitkörner.

Reichliche Spongienreste.

Vereinzelt: *Globotruncana stuarti* DE LAPPARENT, *Globigerina cretacea* D'ORB., Rotaliiden, Nodosarienbruchstücke und agglutinierende Kleinforaminiferen.

Dünnschliffe der dünnbankigen Sandsteine unterhalb des Wasserfalls bei Q. 1380 (20 in Fig. 8) enthalten:

40—45%, selten mehr, Quarz in z. T. gerundeten Körnern von max. 0,5—3 mm Durchmesser. Glaukonit (besonders im feinkörnigen Sandstein), Pyrit, Muskowit, vereinzelte Feldspäte. Zahlreiche Sedimentkörner, darunter Ob. Jura—Unt. Kreide-Kalk mit *Calpionella alpina* LORENZ, Urgonkalk mit *Salpingoporella*, Oberkreidekalk mit *Globotruncana lapparenti* BROTZEN.

Im Bindemittel treten auf: *Globotruncana stuarti* DE LAPP., *Globotr.* cf. *leupoldi* BOLLI, *Orbitoides* sp., *Siderolites* cf. *calcitrapoides* LAM., Gümbelinen, Nodosarien, Rotaliiden, darunter *Cibicides*, Lituoliden (selten), seltene Echinodermenresten, spärliche Bryozoen und Lithothamnien. Die Lithothamnien sind randlich, z. T. auch im Innern, meistens rekristallisiert.

Dünnschliffe aus Sandsteinen des mittleren Teils des Wasserfalls oberhalb Q. 1380 lieferten ausser ganz vereinzelt, unbestimmbaren Kleinforaminiferen keine Fossilien. Der Quarzgehalt beträgt hier 70—80%. Die Korngrösse des Quarzes variiert hier zwischen 0,1 und 8 mm. Wir erkennen weiter Glaukonit Muskowit, Pyrit und nicht näher bestimmbare Sedimentresten.

Aufschlüsse im Bach 200 m südwestlich Blattli. Im Quellbach des Bärselbachs 200 m südwestlich Blattli sind zwischen Q. 1430 und Q. 1440 sandige Mergelschiefer und Siltsteine aufgeschlossen. Die graubraunen, sandigen Mergelschiefer an der Basis des Aufschlusses zeigen im Dünnschliff in kalkig-toniger Grundmasse:

Ca. 45% Quarz in Körnern von durchschnittlich 0,5 mm, vereinzelt bis 4 mm Durchmesser, Sedimentkörner, darunter Urgonkalk. Pyrit, stets etwas Glaukonit, kohlige Substanz. *Globotruncana ? stuarti* DE LAPP., Gümbelinen, dünnschalige Globigerinen, Rotaliden, Lituoliden.

Die Fossilien sind durchwegs schlecht erhalten, was eine nähere Bestimmung verunmöglicht.

In zwei weitem Sandsteinvorkommen in diesem Bach, bei Q. 1490 und Q. 1500 haben keine Fossilien gefunden werden können. Es ist wahrscheinlich, aber nicht sicher, dass sie zum Schlierenflysch gehören.

Aufschlüsse im Bach nördlich Thürndliwald. Im Bach nördlich des Thürndliwalds ist die Basis der Schlierenserie zwischen Q. 1410 und 1430 sehr schön aufgeschlossen (Fossilfundstelle Taf. V). Weitere kleinere Aufschlüsse finden wir zwischen Q. 1445 und 1455 des gleichen Baches. Bei Q. 1410 stösst der untere Teil der Schlieren-Zone mit anomalem, offenbar durch einen Bruch bedingtem Kontakt an Leimernschichten. Die Sandsteine bilden im untern Teil des Aufschlusses das gleiche Bild wie bei Q. 1380 im Bärselbach. Hingegen haben wir etwas weiter oben, bei Q. 1420 Übergänge der plattigen, ruppigen, braun anwitternden Sandsteine mit Gümbelinen und Globotruncanen (*Gl. ? stuarti* DE LAPP) in feinkörnige sandige Schiefer, feine Siltsteine, siltige Sandsteine mit Fucoiden, seltener in muschelrig brechende, sehr reine, hellgraue Kalksteine, die vollständig fossilifer sind. Die kalkigen und siltig-kalkigen Schichten zeigen stets eine lederbraune Anwitterungsfarbe. Die Sandsteine und sandigen Schiefer enthalten Muskowitschuppen, welche meistens in der Schichtfläche liegen.

Die Übergänge vom groben zum feinen Korn und von der sandigen zur kalkigen Facies, die sich innerhalb einer Schichtdicke von 1—2 m vollziehen, entsprechen ganz der Regel der Sedimentation im Flysch im allgemeinen und im Schlierenflysch im speziellen (vgl. Lit. 99, p. 208). Wie im Schlierengebiet kann man auch hier an den Unterflächen der Sandsteinbänke Kriechspuren erkennen. Sog. Fucoiden, die jetzt allgemein als Fressspuren betrachtet werden, sind in den hellen Mergelschiefern der Schlierenserie recht häufig. Wir haben sie jedoch auch in Gesteinen gefunden, die wir zur Habkern-Zone zu rechnen geneigt sind (vgl. p. 86).

Zwischen Q. 1445 und 1455 dieses Baches finden wir ebenfalls Übergänge von Sandstein in siltige Kalksteine und muschelrig brechende, graue, fossilifere Kalksteine. Solche Kalksteine sind ebenfalls bei Q. 1425 des Quellbaches des Schwendibachs, 700 m südöstlich Salwiden zu sehen, wo ebenfalls die Basis des Schlierenflyschs aufgeschlossen ist.

Alter der Basis der Schlierenserie.

Die Funde von *Globotruncana stuarti* DE LAPP., von *Orbitoides* und von *Siderolites cf. calcitrapoides* LAM., im basalen Teil der Schlierenserie, zeigen, dass wir es hier mit Maestrichtien zu tun haben. Die eben beschriebenen Schichten entsprechen also den Abschnitten 1 und 2 des Profils von H. SCHAUB (Lit. 99, p. 209). Es fehlen dem untern Teil jedoch die von SCHAUB erwähnten konglomeratischen Bänke, auch konnten die für diese Schichten charakteristischen Nodosarienplatten und die Kieselkalke mit Radiolarien nicht gefunden werden. L. VONDERSCHMITT und H. SCHAUB (Lit. 99) haben, ohne sich auf Beobachtungen stützen zu können, darauf aufmerksam gemacht, dass ein Teil der Leimernschichten zur normalstratigraphischen Unterlage des Schlierenflysch gehören könnte. Die Basis des Schlierenflyschs und die Leimernschichten stossen aber auch in unserm Unter-

suchungsgebiet stets mit anomalem Kontakt zusammen, so dass ein ehemaliger Zusammenhang Vermutung bleibt.

Sandsteine am Hundsknubel.

Im Gebiet des Hundsknubels, wo wir jüngere Schichten der Schlierenserie zu erwarten haben, finden wir nur schlechte Aufschlüsse. Diese sind an kleine Bachläufe, an den Grat des Hundsknubels und an kleinere Ausbisse im Weidgebiet gebunden. Die Verwitterung des kalkigen Zements und der Feldspäte ist in diesen durchwegs alten Aufschlüssen stets weit fortgeschritten. Die härteren Sandsteinbänke sind vorwiegend aufgeschlossen, und es lässt sich in den meisten Fällen gar nicht beobachten, ob ihnen weiche Mergel zwischengelagert sind. Die quarzreichen Sandsteine sind vorwiegend feinkörnig (60—80% Quarz, max. Durchmesser der Körner 1 mm). Größere Breccien mit max. 8 mm Korngrösse kommen nur ganz untergeordnet vor. Sie sind reicher an Feldspäten und an sedimentärem Material als die feinkörnigeren Sandsteine. Sandsteine und Breccien sind durchwegs gut gebankt und zeigen oft plattige Lagerung. Die Bänke sind dezimeter- bis meterdick. Die gröberen brecciösen Bänke sind im allgemeinen mächtiger als die feinkörnigeren. Wie in den basalen Partien des Schlierensandsteins lassen sich auch hier innerhalb der einzelnen Bänke Übergänge vom größeren Korn unten zum feineren oben beobachten.

Im folgenden möchten wir kurz die wichtigeren Aufschlüsse beschreiben.

Aufschlüsse im Gebiet von Vord. Schwarzenegg. Im Schwarzenegggebiet finden wir namentlich kleinere Aufschlüsse in den beiden Quellbächen des Schwendibachs und auf der Weide zwischen Vord. und Hint. Schwarzenegg. Eine ziemlich grobe Sandsteinbank bildet im Wald, 250 m nordwestlich Vord. Schwarzenegg einen 1—3 m hohen SW—NE-streichenden Felsabsatz.

Die Sandsteine aus diesem Gebiet bestehen zu 65—75% aus Quarz (gerundeten Körnern von max. 1,5—2,5 mm Durchmesser) und bis zu 5% aus Feldspat (stark verwittertem Orthoklas); ganz untergeordnet kommen nicht näher bestimmbare Sedimentreste und Glaukonit, Pyrit und Muskowit vor. Noch seltener sind unbestimmbare Kleinforaminiferenresten, Lithothamnien Bryozoen- und Echinodermenresten.

Der eigentliche Hundsknubel. Die Aufschlüsse am Hundshubel beschränken sich fast ganz auf den N—S streichenden Grat. Schöne Vorkommen gibt es ferner am Steilhang nordnordöstlich Thürndli. Sandsteine von Q. 1580 nordwestlich P. 1682,0 des Hundsknubels enthalten neben

60—70% Quarz (Körner von max. 2 mm Durchmesser), etwas Feldspat und spärlichen Muskowit und Glaukonit; als Komponenten Sedimentkörner, darunter: Oberkreidekalk mit *Globigerina cretacea* D'ORB. und *Gümbelina*, Urgonkalk mit Miliolen, *Spiroplectamina* und *Salpingoporella*.

Im Bindemittel finden wir meist rekristallisierte Lithothamnien, Echinodermengitter, Lamellibranchierresten und spärliche Foraminiferen, besonders Rotaliiden, darunter *Gyroidina* sp.

Ein Dünnschliff eines Sandsteins von Q. 1580 am NW-Grat des Hundsknubels enthielt 2 Axialschnitte einer 4 mm breiten Form, die wegen ihrer stark vorspringenden Septenleisten am besten mit *Stensiöina* übereinstimmt.

In Dünnschliffen aus der Gegend von P. 1682,0 des Hundsknubels fanden sich neben Lithothamnien, vereinzelt Rotaliiden und agglutinierenden Kleinforaminiferen auch Discocyclusen. Die Kämmerchen der Hauptkammerlage dieser Discocyclusen sind nahezu quadratisch. Die Pfeiler sind regelmässig verteilt

und haben einen Durchmesser von ca. 70 μ . Sie passen sehr gut zur Beschreibung, welche H. DOUVILLÉ (Lit. 26, p. 64) für *Discocyclina seunesi* gegeben hat.

Auch Sandsteine von P. 1693 haben Lithothamnien, Bryozoenreste, Rotaliden und Discocyclinen geliefert.

Die am Thürndliweg, direkt nördlich Thürndli auf ca. 150 m Länge aufgeschlossenen Sandsteine haben z. T. recht grobes Korn (bis 1 cm Durchmesser). Nur einige quarzärmere Sandsteine enthalten Foraminiferen. An sedimentären Geröllen konnte ein Korn von aufgearbeitetem Oberkreidekalk mit *Globotruncana lapparenti* BROTZEN gefunden werden. Ein Bruchstück von *Orbitolina* ist bestimmt auch aufgearbeitet. An Fossilien fanden sich weiterhin neben Rotaliden Discocyclinen mit niedrigen Kammern und ? *Operculina*.

Ein polygener brecciöser Sandstein, der von 100 m östlich Blatten stammt, zeigt neben gerundeten Quarzkörnern bis 7 mm Durchmesser und Geröllen von braunem Kalk und Urgonkalk z. T. rekristallisierte Lithothamnien, Rotaliden und ziemlich häufige, stark gepeilerte Discocyclinen.

Im Ältenbach, der aus der Gegend von Unt. Schwarzenegg nach Fluhboden zur Waldemme hinab fliesst sind nur feinkörnige, vorwiegend siltige Sandsteine und dunkle Mergel aufgeschlossen. Sie sind quarzarm und enthalten vorwiegend kalkige Komponenten, viel Glimmer und etwas Glaukonit.

Fossilien konnten keine gefunden werden.

Wir rechnen sie infolge ihrer Lage noch zum Schlierensandstein.

Das Alter der Sandsteine am Hundsknubel. Die am Hundsknubel aufgeschlossenen Schichten reichen höchstens 400 m über die Basis der Schlierenserie im Profil von H. SCHAUB (Lit. 99). Sie gehören also ihrer stratigraphischen Lage, aber auch ihrer Fossilführung und ihrer lithologischen Ausbildung nach zum „Gubersandstein“. Wie am Guber und am Fallhörli in der Grossen Schliere kommen hier Discocyclinen vor, die mit *Discocyclina seunesi* DOUVILLÉ grosse Ähnlichkeit haben⁵⁾.

Nach SCHAUB gehört der Gubersandstein, der durch das Auftreten von *Discocyclina* cf. *seunesi* und *Miscellanea* sp. charakterisiert ist, ins Paleocaen.

Zusammenfassende Betrachtungen über den Flysch der Habkern-Mulde.

Im Gebiet der Habkern-Mulde haben wir unter den flyschartigen Gesteinen folgende Einheiten auseinanderzuhalten versucht:

1. Globigerinenschiefer der helvetischen Randkette (Schrattenfluh).
2. Südelbach-Serie (vorwiegend Globigerinenschiefer).
3. Habkern-Zone mit Wildflysch und Globigerinenschiefern.
4. Schlieren-Zone (Schlierenflysch).
5. Globigerinenschiefer der Wildhorn-Drusberg-Decke (Brienzergrat).

Der Schlierenflysch unterscheidet sich als kontinuierliche Serie, die vom Maestrichtien bis ins Mitteleocaen hinaufreicht von den übrigen Flyscheinheiten, die gemäss unsern Untersuchungen ausschliesslich dem Priabon angehören dürften. Wir haben ihm daher in den folgenden Diskussionen einen besonderen Platz einzuräumen.

⁵⁾ Interessant ist das Vorkommen von *Stensiöina* BROTZEN. Diese Gattung ist aus der ganzen Oberkreide bekannt (Lit. 17). Es ist aber gut möglich, dass sie noch höher hinaufreicht. Das von uns gefundene Exemplar zeigt keine Aufarbeitungsspuren.

Die tektonische Abtrennung der Südelbach-Serie von den sicher zur Niederhorn-Decke gehörigen Globigerinenschiefern steht noch zur Diskussion (vgl. p. 49). In der folgenden Besprechung setzen wir das Vorhandensein einer Trennung voraus.

Die priabonen Globigerinenschiefer der Südelbach-Serie, der Habkern-Zone und der Brienergratkette enthalten ähnliche Foraminiferenfaunen und zeigen untereinander Merkmale naher facieller Verwandtschaft.

Die komplizierten Verhältnisse innerhalb der Habkern-Zone erschweren die Deutung der Beziehungen zwischen Wildflysch und Globigerinenschiefern. Für die Repetitionen dieser Gesteine können sowohl tektonische als auch stratigraphische Ursachen in Betracht gezogen werden. Einzelne aus Globigerinenschiefern und Wildflysch bestehende Komplexe dürften schuppenartig ineinander gestaucht sein. Globigerinenschiefer und Wildflysch zeigen Andeutungen zu Übergängen untereinander, so dass Ablagerung im gleichen Sedimentationsraum als erwiesen gelten kann.

Die Sedimentationsbedingungen, unter welchen die Flyschgesteine, namentlich der Wildflysch abgelagert worden sind, haben wir weiter oben (p. 83ff.) zu erläutern versucht. Dabei sind wir zum Schluss gekommen, dass die fremdartigen Einschlüsse des Wildflyschs, die Granite, Breccien und Sandsteinknollen und die kleinen und grossen Einschlüsse von Leimernkalk aller Wahrscheinlichkeit nach durch submarine Rutschungen in die dunklen Flyschmergel gelangt sind.

Die Dislokation dieses Materials kann in folgende 3 Phasen zerlegt werden:

1. Blosslegung der Muttergesteine des Flyschs (darunter Granite, Kalke des Jura und der Unterkreide, Turon-Maestrichtien in Leimernfacies).
2. Ablagerung des detritischen Materials im Sedimentationsraum des Wildflyschs, teils durch normale Sedimentation, teils durch submarine Rutschung grösserer Pakete.
3. Tektonische Dislokation der von ihrer Unterlage abgelösten, selbständig gewordenen Wildflyschpakete in Form von Rutschmassen (~ *diverticules* von LUGEON).

Die gröberen Komponenten der Wildflyschbreccien und die grösseren Einschlüsse im Wildflysch sind vor allem befähigt, uns über die Herkunft des detritischen Materials der Habkern-Zone zu unterrichten. Wir können darüber jedoch nur Vermutungen aussprechen. Für das sedimentäre Material ist eine Herkunft aus den südlich des helvetischen Raumes gelegenen Gebieten (Ultrahelvetikum-Klippen-Decke) recht wahrscheinlich. Die Herkunft des Habkerngranits bleibt noch ganz rätselhaft. Durch seinen Reichtum an saurem Material und durch seine Frische unterscheidet er sich wesentlich von den übrigen alpinen Eruptivgesteinen. Für seine Erklärung wären genauere petrographische Untersuchungen notwendig, die sich auf alle exotischen kristallinen Gesteine im Flysch erstrecken würden.

Zur Zeit ihrer Erosion haben die Muttergesteine des Wildflyschs eine erhöhte, festländische Schwellenregion gebildet (vgl. die ultrahelvetische Schwelle von KRAUS und LEUPOLD), die vielleicht schon auf dem Wege war, sich zu einer Decke weiterzuentwickeln (vgl. Klippen-Decke von SCHARDT und KRAUS).

Der primäre Ablagerungsraum des priabonen Flyschs der Habkern-Zone und der Südelbach-Serie dürfte sich in der Nähe der Wildhorn-Drusberg-Decke, oder z. T. noch auf derselben befunden haben. Darauf deutet die grosse facielle und faunistische Ähnlichkeit der Globigerinenschiefer der Südelbach-Serie und der

Habkern-Zone einerseits mit denjenigen der Wildhorn-Drusberg-Decke andererseits⁶⁾.

Über diese Zusammenhänge dürften uns weitere Untersuchungen im Flysch der Habkern-Mulde Auskunft geben können, namentlich im Gebiet von Habkern, das gegenwärtig von W. GIGON bearbeitet wird, und im Gebiet von Adelboden, wo neben Wildflysch mit Leimernschichten usw. auch ganze Sedimentserien des Ultrahelvetikums vorkommen. Untersuchungen über den Gurnigelflysch, dessen Einschlüsse von Klippengesteinen vielleicht ebenfalls durch submarine Rutschungen gedeutet werden könnten, wären ebenso erwünscht.

Recht unklar sind noch die Beziehungen zwischen Habkern- und Schlieren-Zone. Die ganz ähnlichen sedimentären und kristallinen Komponenten im gröberen detritischen Material dieser beiden Zonen weisen zwar auf nahe beieinander liegende Ablagerungsräume hin. Doch schaffen uns das verschiedene Alter und die Überlagerung des jüngeren Flyschs der Habkern-Zone durch den älteren Schlierenflysch einige Schwierigkeiten.

Hätten vielleicht beide Komplexe, von der gleichen Schwelle mit Material versorgt, eine einheitliche Serie gebildet, die, später in Bewegung geraten, zuerst ihre Priabonhülle (Habkern-Zone) abgestreift hätte, die dann ihrerseits vom nachfolgenden Oberkreide-Mitteloocaenflysch überfahren worden wäre?

Eine solche Betrachtungsweise wäre mit einem nahen Zusammenhang zwischen Habkern-Zone und Wildhorn-Drusberg-Decke nur schwer zu vereinbaren. LEUPOLD hat denn auch den Schlierenflysch aus südlich der „ultrahelvetischen“ Schwelle gelegenen Gebieten bezogen (Lit. 48, p. 284).

Wie wir schon weiter oben ausgeführt haben (p. 58) ist zwischen Habkern-Mulde und subalpinem Flysch kaum ein direkter Zusammenhang vorhanden.

QUARTÄR.

Eiszeitliche Bildungen.

Die Eiszeit hat in unserm Untersuchungsgebiet, besonders in der Habkern-Mulde, mächtige, weit verbreitete Moränenbildungen hinterlassen. Diese sind ausschliesslich von den Lokalgletschern der Emmentäler abgelagert worden. Gebietsfremdes Material des Aare- oder Rhonegletschers fehlt vollständig. Am vorhandenen Moränenmaterial haben Wangschichten der Brienergratkette den grössten Anteil. Daneben kommen besonders Flyschgesteine, Breccien und Konglomerate verschiedenen Ursprungs vor, von denen nur selten entschieden werden kann, ob sie der Schlieren- oder der Habkern-Zone entstammen.

Seltener sind Habkerngranite und Leimernschichten, sowie Gesteine der Giswiler Klippen. Schrattenkalk, Complanatenschichten und Hohgantsandstein überwiegen dort, wo die Gletscher mit der Randkette in Berührung gekommen waren.

Während R. SCHIDER (Lit. 76, p. 19 und Lit. 105) nur den geringsten Teil der Moränen seines Kartiergebietes erkannt hat, haben F. ANTENEN (Lit. 3, 4, 5),

⁶⁾ LEUPOLD hat ebenfalls auf einen nahen Zusammenhang zwischen Wildhorn-Decke und Habkern-Zone hingewiesen. Der Grund, diesen Zusammenhang anzunehmen, lag für ihn jedoch bei der angenommenen Transgression des Priabons über die Leimernschichten. Da wir die Leimernschichten durch submarine Rutschungen aus weiter südlich gelegenen Gebieten her beziehen, fällt für uns diese Argumentation ausser Betracht.