

Die Schrattenfluh

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

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

Heft 1

PDF erstellt am: **28.06.2024**

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.

Teil im Aufsammeln und Untersuchen dieser Faunen. Neben ca. 300 Dünnschliffen lagen uns dazu isolierte Foraminiferen in über 2500 Individuen vor, die teils direkt im Felde, teils aus Schlammproben hatten gesammelt werden können. Wir hoffen, dass es später möglich sein werde, unser für alpine Verhältnisse reiches Material zu bearbeiten und zu beschreiben und mit den Faunen der typischen ausseralpinen Profile zu vergleichen.

DIE SCHRATTENFLUH.

Stratigraphie.

Die zur helvetischen Niederhorn-Teildecke gehörende Schratzenfluh besteht ausschliesslich aus Unterkreide und Eocaen. Diese beiden Formationen mit ihren Unterabteilungen sind im stratigraphischen Profil Fig. 2 dargestellt.

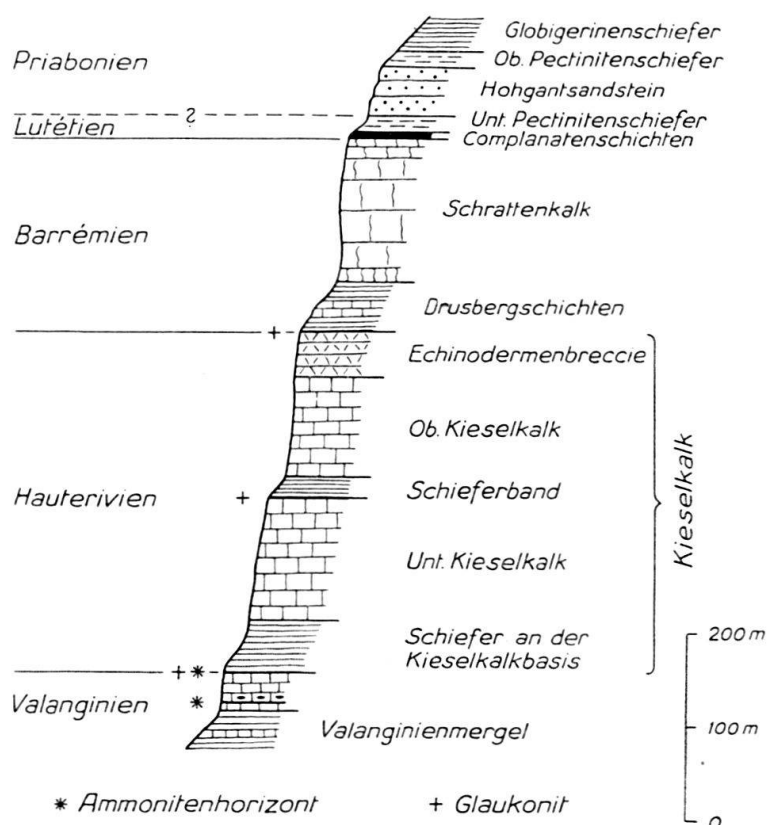


Fig. 2. Die Sedimentserie der Schratzenfluh (Niederhorn-Decke). Maßstab 1 : 10000.

Während im folgenden Abschnitt über die Stratigraphie der Kreide nur die wichtigsten Resultate kurz dargestellt sind, ist das Eocaen ausführlicher behandelt worden, namentlich um mit den z. T. gleichaltrigen Sedimenten der Habkern-Mulde verglichen werden zu können.

Die ausgezeichnet aufgeschlossenen und zumeist leicht zugänglichen Kreidprofile im NW-Abfall der Alpenrandkette zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee sind in letzter Zeit nur zu einem kleinen Teil von H. HAUS (Lit. 39) und W. SCHNEEBERGER (Lit. 79) beschrieben worden. Eine umfassende, vergleichend-stratigraphische Untersuchung all dieser Aufschlüsse wäre heute recht wünschenswert.

UNTERE KREIDE.

Die **Valanginienmergel** bilden die Basis der Kreideserie der Randkette. Ihre Untergrenze ist tektonisch bedingt: als mergelig-schiefrige Masse, z. T. ausgequetscht, z. T. in Form von Wülsten angehäuft, sind sie über den jüngeren subalpinen Flysch überschoben. Von diesem sind sie nur schwer abzutrennen. R. SCHIDER (Lit. 76 und 105) hat die Anwesenheit von Valanginienmergeln nicht erkannt und hat alle Vorkommen zum Flysch gerechnet. Bei seiner Untersuchung des subalpinen Flyschs nördlich der Schratzenfluh hat M. FURRER (Lit. 31) die beiden Schichtgruppen überall klar voneinander zu trennen vermocht. Seine Resultate haben wir in Tafel V übernommen.

Der **Valanginienkalk** ist gleich ausgebildet wie im benachbarten Hohgantgebiet (vgl. Lit. 39, p. 59). Hier beträgt seine Mächtigkeit 30—40 m, an der Rothenfluh, östlich Kemmeriboden (Lit. 39, p. 60) 60—80 m; oberhalb Heftisalzboden finden wir 35—45 m und am Bärselikopf ca. 50 m. Weiter im E nimmt sie rasch ab. Bei Bäregg, nordöstlich Flühli beträgt sie noch 15 m (Lit. 29, p. 42), während wir am Schimberg (Lit. 68, p. 6) ca. 13 m und am Klimsenhorn (Lit. 21, p. 731) nur noch 7—10 m finden.

Wie am Hohgant bildet auch im Gebiet der Schratzenfluh ein Ammonitenhorizont die Basis des Valanginienkalks. Darüber folgen regelmässige, etwa dezimetermächtige Kalkbänklein mit Silexschnüren, die von teils dichten, teils sandigen und spätigen Kalken überlagert werden. Im Dach finden wir glaukonitische Bänke und helle Kalke und Kalkschiefer, welche zu den Schiefen an der Basis des Kieselkalkes überleiten.

Die Basis des Valanginienkalkes ist östlich des Bärselikopfes (vgl. Fig. 5) auf Q. 1340 des Bächleins nördlich Kurzenhütten, am Fusse einer über 40 m hohen Fluh, aufgeschlossen. Die Valanginienmergel sind hier grösstenteils von Schutt bedeckt, doch sind sie durch das Vorkommen von dünnen Kalkbänklein in den dunklen Mergeln deutlich erkennbar.

Über den eigentlichen Valanginienmergeln folgen 5—6 m ruppige, dunkle, spätige, etwas sandige Kalke mit spärlichem Glaukonit. Diese Kalke rechnet HAUS (Lit. 39, p. 60) noch zu den Valanginienmergeln. Er lässt den Valanginienkalk mit dem darüber befindlichen ammonitenreichen Horizont beginnen. Dieser Horizont besteht aus dichtem bis schiefrigem Kalk und aus Kalkschiefer von kaum einem Meter Mächtigkeit und bildet infolge seiner starken Verwitterbarkeit in der Felswand eine Hohlkehle. Die in diesen Kalkschiefern vorgefundenen, kleinen, flachgedrückten Ammoniten, die offenbar zur Familie der *Hoplitidae* gehören, lassen infolge ihres schlechten Erhaltungszustandes keine nähere Bestimmung zu. Im Dünnschliff zeigen die Kalkschiefer neben zahlreichen Spongiengeresten und Radiolarien *Tintinopsella carpathica* (MURG. et FIL.) (= *Calpionella carpathica* auct.).

Den gleichen ammonitenführenden Horizont finden wir auch weiter westlich, auf Q. 1350 des Weges, der vom Hefti-Salzboden nach P. 1702 des Thoregg-Grates führt. Die Valanginienmergel bilden an dieser Stelle den Kern eines kleinen Gewölbes, das eine Verdoppelung des Valanginienkalkes bedingt. Auch hier fanden sich Ammonitenabdrücke.

Südlich Hefti-Schafweidli befindet sich die Grenze zwischen Valanginienmergeln und Valanginienkalk auf Q. 1680. Der ammonitenreiche Horizont an der Basis des Valanginienkalks fehlt. Über 10—12 m spätigen Kalken folgen 20—30 m regelmässig gebankte Kalke mit Silexeinlagerungen. Die darüber befindlichen

glaukonitischen Kalke und hellen Kalkschiefer im Dach des Valanginienkalks sind ca. 6 m mächtig.

Diese glaukonitreichen, sandigen Kalke sind auch bei P. 1430 nördlich des Bärselikopfs als ca. 50 cm mächtige Bänke aufgeschlossen. Sie wechsellagern mit ca. 1 m mächtigen kalkigen Schiefen, welche zahlreiche flachgedrückte Hoplitiden enthalten.

Ob wir diese Schichten mit R. SCHIDER (Lit. 76, p. 2) zu den „Gämsmättlschichten“ rechnen dürfen, oder ob sie einem höheren Niveau, im Übergangsbereich vom Valanginien zum Hauterivien, angehören, lässt sich beim heutigen Stand der Untersuchungen nicht entscheiden (vgl. auch Lit. 39, p. 64). Die faziellen Verhältnisse in diesen Schichten haben wohl nur lokale Bedeutung und dürften für eine regionale Gliederung wohl kaum von Belang sein. Gut bestimmbare Fossilien, welche allein eine Einordnung in das allgemeine stratigraphische Schema erlauben, sind in unserm Gebiet bis jetzt leider noch nicht gefunden worden.

Die **Schiefer an der Kieselkalkbasis** sind tektonisch meist stark beansprucht. Infolge von Anhäufungen und Ausquetschungen treten uns diese hell anwitternden, unten vorwiegend dünn-schichtigen, im oberen Teil mehr kalkigen und dickbankigen Gesteine von Ort zu Ort in recht verschiedener Mächtigkeit entgegen. Wir können sie mit SCHIDER auf ca. 30 m schätzen.

Der **Kieselkalk**, eine mächtige Serie regelmässig gebankter Kalke von 5 bis 60 cm Dicke, denen meistens dünne Schieferbänder zwischengelagert sind, die in einem Horizont vorherrschen, geht in seinem oberen Teil in eine oft recht glaukonitreiche Echinodermenbreccie (den „Vitznauer Kalk“ F. J. KAUFMANN'S) über. Diese wird meist von einem Grünsandniveau, den sog. „Altmansschichten“ überlagert, auf welche mit scharfer Grenze die mergeligen untern Drusbergschichten folgen. Die „Altmansschichten“ sind im Gebiet der Schrattenfluh nirgends typisch ausgebildet, weshalb wir sie hier mit der Echinodermenbreccie des Kieselkalkes zusammenfassen.

Schon F. J. KAUFMANN (Lit. 51, p. 528₂₃ und Tafel 16, Fig. 3) hat innerhalb des Kieselkalks einen Schieferhorizont gekannt, mittels welchem wir einen „Untern“ von einem „Oben Kieselkalk“ abtrennen können. H. HAUS (Lit. 39, p. 68) und W. SCHNEEBERGER (Lit. 79, p. 31) haben diesen Horizont wieder gefunden und als „Schieniges Band“ bezeichnet. Eine im Liegenden dieses Schieferbandes vorkommende Echinodermenbreccie stellt HAUS als „Untere Echinodermenbreccie“ der „Oben“, eigentlichen Kieselkalk-Echinodermenbreccie gegenüber. Die hier und da an der Basis des Schieferbandes vorhandene glaukonitreiche Schicht parallelisiert er mit den „Schiffelschichten“ GOLDSCHMID'S (Lit. 34, p. 138/39). Die „Untere Echinodermenbreccie“ mit ihrem hangenden Schieferzug lässt sich am ganzen NW-Abfall der Schrattenfluh als Steilkante mit darüber folgender sanfter Böschung verfolgen. Diese Steilkante ist jedoch weniger deutlich ausgeprägt als diejenige, welche von der „Oben Echinodermenbreccie“ unter den Drusbergschichten gebildet wird.

Ob den Unterabteilungen des Kieselkalks, deren Mächtigkeit von Ort zu Ort stark wechselt, höhere stratigraphische Bedeutung zuerkannt werden kann, oder ob sie nur lokal ausgebildet sind, kann nur durch regionale stratigraphische Untersuchungen entschieden werden.

Die Mächtigkeit des Kieselkalks beträgt im Gebiet zwischen Ax und Schybegütsch ca. 300 m.

Davon entfallen

- ca. 130 m auf den „Untern Kieselkalk“,
- ca. 20 m auf das Schieferband,
- ca. 100 m auf den „Obern Kieselkalk“,
- ca. 50 m auf die Echinodermenbreccie.

Am Weg, der von der Vorderen Betenalp zum Heidenloch führt, beobachten wir ein zweimaliges Vorkommen des Schieferbandes, bei Q. 1720 und 1780. Die glaukonit- und echinodermenreichen Breccien im Liegenden des Schieferbandes sind hier besonders gut entwickelt. Der „Obere Kieselkalk“ fehlt fast gänzlich und über dem obern der beiden Schieferbänder folgt fast unmittelbar die recht mächtige „Obere Echinodermenbreccie“. Wahrscheinlich sind dies Komplikationen tektonischer Natur, die auf Längsbrüche oder schräge Längsbrüche (vgl. Tafel V und Fig. 6, Profil 1 und 2) zurückzuführen sind. Die Brüche selbst konnten im Felde nicht sicher festgestellt werden. Ihre östliche Fortsetzung ist jedoch im Kar von Thor deutlich erkennbar: Der gesamte Kieselkalk erscheint dort infolge tektonischer Reduktion nur 70—80 m mächtig.

Im Dünnschliff zeigt der Kieselkalk in seinen obern Lagen neben vielen Spongienresten und Echinodermengittern zahlreiche, nicht näher bestimmbare Kleinforaminiferen, besonders Textulariden, ferner Bryozoenreste und Bruchstücke von Lamellibranchierschalen. Die Echinodermenbreccie enthält bis über 50% Echinodermenreste, ferner aufgearbeitete Gesteinsbrocken aus den liegenden Teilen des Kieselkalkes und, in ihrem obern Teil, bis über 20% Glaukonit.

Die **Drusbergschichten** beginnen mit einer weichen, dünnbankigen, meist etwas glaukonitischen Kalkschieferzone von ca. 20 m Mächtigkeit. Häufig treten darüber, bis über 15 m mächtig, kalkige Bänke auf, die oft recht schrattenkalk-ähnlich aussehen. Die folgenden 15 m sind wieder stark schieferig ausgebildet. Ca. 50 m über ihrer Basis gehen die Drusbergschichten allmählich in den Schrattenkalk über. Die Grenze zwischen Drusbergschichten und Schrattenkalk wird am besten oberhalb einer Schicht gelegt, welche häufig *Toxaster (Miotoxaster) collegnii* SISM. führt. Sie entspricht den Grenzschichten F. J. KAUFMANN'S und H. J. FICHTER'S (Lit. 51, p. 96, Lit. 28, p. 35).

Am Grat zwischen Ax und Schybegütsch fanden wir ein Exemplar von *Toxaster collegnii* zusammen mit einem Gastropodensteinkern. In der gleichen stratigraphischen Lage kommt dies Fossil ca. 150 m südwestlich des Hengst recht häufig vor. Eine grosse Anzahl von Exemplaren fanden wir auch bei P. 1898,1 südwestlich des Strick und bei P. 1756 nordwestlich Gummen.

Dünnschliffe aus den Kalken im mittleren Teil der Drusbergschichten enthalten Schalenreste von Dentalium und eine Kleinforaminiferenfauna mit spärlichen Resten von Rotaliden, Textulariden, Milioliden (*Pyrgo*, *Triloculina*), *Glomospira*, *Ammobaculites*. Die Foraminiferenschalen sind meist stark pyritisiert und die Fauna gleicht derjenigen, welche W. SCHNEEBERGER (Lit. 79, p. 15—22) aus den Valanginienmergeln des Justistals beschrieben hat. Im obern Teil enthalten die Drusbergschichten westlich Schneebergli wie im Hohgantgebiet (Lit. 39, p. 70) schon Orbitolinen (*Orbitolina* cf. *conulus* DOUVILLÉ).

Der **Untere Schrattenkalk** ist am Schybegütsch ca. 140 m mächtig. Seine Basis besteht aus bräunlichen, vorwiegend dichten, oft etwas sandigen oder spätigen Kalken. Die meist recht mächtigen Bänke im untern Teil erreichen 5—6 m Dicke und sind oft von grösseren Höhlen durchsetzt, so z. B. westlich des Schybegütsch (Schybeloch), südlich P. 1980 südlich Matten und an der Nordwand des

Hengst. Im gleichen Niveau liegt der untere Teil der Beatushöhlen am Thunersee (vgl. Lit. 43).

Einem höheren Niveau gehört die Hauptmasse des Schrattenkalks an, die nordwestlich Silwängen das Karrenfeld der Schrattenfluh bildet. Die hell anwitternden Kalke führen hier stellenweise massenhaft Requienien.

In den obersten vorhandenen Schrattenkalkschichten kommen häufig sandigere Kalke mit zahlreichen Orbitolinen vor. Wir finden sie z. B. bei Schneebergli, bei Q. 1340 westlich Enzihütten und im Liegenden des Complanatenkalks bei Hirsegg. Ferner bilden sie im beinahe vegetationslosen Karrenfeld der Schrattenfluh „Inseln“, auf denen ein ansehnlicher Graswuchs möglich ist (z. B. auf Q. 1800—1810, ca. 500 m westlich Schlund, Koord. 600,25/186,125). Diese Schichten vertreten möglicherweise die am Pilatus vorhandenen, mergelig ausgebildeten Untern Orbitolinaschichten. Eines dieser Gesteine von Q. 1090 am Weg von Hirsegg nach Blümlisalpweidli enthält: *Lagena*, Textulariden, Milioliden, *Glomospira*, *Orbitolina* (*O. conulus* DOUVILLÉ), *Orbitolinopsis*, *Salpingoporella mühlbergi* LORENZ.

Der Obere Schrattenkalk und die jüngeren Kreidestufen fehlen in der ganzen Niederhorn-Decke. Das Lutétien transgrediert direkt über den Untern Schrattenkalk.

E O C A E N .

Das Alttertiär unseres Untersuchungsgebietes ist von F. J. KAUFMANN (Lit. 49, p. 158ff. und Lit. 51, p. 538ff.) folgendermassen unterteilt und datiert worden:

1. Pilatusschichten	M i t t e l e o c a e n	
Unt. Quarzsandstein		Parisien (Lutétien)
Complanatenkalk		
Pectinidenschiefer		Bartonien
Ob. Quarzsandstein (Hohgantsandstein)		
2. Rigischichten (Unt. Flysch) (Stadschiefer, Leimern- schichten, Wildflysch i. a.)		Obereocaen = Priabonien
3. Silvanschichten (Ob. Flysch) (= Obwaldnerschichten)		

Diese Schichtfolge, welche KAUFMANN noch ganz als normale stratigraphische Serie betrachtet hatte, ist, seitdem die Deckenlehre allgemein anerkannt wird, in verschiedene tektonische Stockwerke unterteilt worden (vgl. p. 69ff.). Nach den Untersuchungen von P. BECK, J. BOUSSAC, R. SCHIDER und H. MOLLET verbleiben beim helvetischen Eocaen der Niederhorn-Decke ausser den Pilatusschichten nur der unterste Teil der Rigischichten KAUFMANNs, die Globigerinen- oder Stadschiefer. Der Rest wurde zum exotischen Flysch der Habkern-Mulde gerechnet. Wie wir im folgenden (p. 57ff.) zeigen werden, neigen wir dazu, auch einen grossen Teil der Globigerinenschiefer als höhere tektonische Einheit vom liegenden Obereocaen abzutrennen.

Die Altersangaben KAUFMANNs sind von den spätern Bearbeitern übernommen worden, mit Ausnahme des Bartonien, welches durch BOUSSACs Auversien

ersetzt worden ist. Seitdem in neuerer Zeit die Bezeichnung Auversien aufgegeben worden ist, herrscht in der Frage der Grenzziehung zwischen Lutétien und Priabonien eine gewisse Unsicherheit. Namentlich innerhalb der Hohgantschichten, die von den Complanatenschichten zu den Globigerinenschiefern überleiten, ist diese Grenze unbestimmt (vgl. p. 48).

Der weiter im E mehrere Meter mächtig entwickelte Untere Quarzsandstein ist in unserm Untersuchungsgebiet nur lokal (z. B. an der Grossen Emme) typisch entwickelt. Wir haben ihn daher auf p. 12ff. mit den Complanatenschichten zusammengefasst. Die Complanatenschichten, die lokal glaukonitisch-schieferig ausgebildet sind (vgl. p. 47) zeigen zu den Hohgantschiefern (Unt. Pectinitenschiefer) eine nahe facielle Verwandtschaft.

Als Hohgantschichten fassen wir Hohgantsandstein und Pectinitenschiefer zusammen. Es hat sich gezeigt, dass der Hohgantsandstein, der in der grossen Emme noch ähnlich ausgebildet ist, wie am Hohgant gegen die Waldemme hin zu einem grossen Teil auskeilt und in Pectinidenschiefer übergeht.

Wir kommen somit für das Eocaen unseres Untersuchungsgebietes zur folgenden Unterteilung:

- | | |
|--|--------------|
| 1. Complanatenschichten s. l.
Unt. Quarzsandstein
(nur lokal zu unterscheiden)
Complanatenschichten s. s. | Ob. Lutétien |
| 2. Hohgantschichten
Unt. Pectinitenschiefer
(Hohgantschiefer)
Hohgantsandstein
Ob. Pectinitenschiefer | |
| 3. Globigerinenschiefer | Priabonien |

Priabone Gesteine, welche gleich ausgebildet sind, wie die Globigerinenschiefer, finden wir auch im Innern der Habkern-Mulde (p. 73 ff.), besonders im obern Schöniseibach (oberhalb Laubersmädli) und im Gebiet von Käsboder—Arniberg. Sie sind nur durch ihre tektonische Lage von den Globigerinenschiefern am SE-Fuss der Schrattenfluh zu unterscheiden.

In diesem Kapitel sind zuerst die älteren Eocaenschichten, dann, in einem zweiten Teil, die Globigerinenschiefer behandelt. Jedem dieser beiden Abschnitte ist ein durchgehendes Profil vorangestellt, dem eine Beschreibung der einzelnen Schichtglieder folgt.

Die Aufschlüsse im Eocaen sind im westlichen Schrattenfluhgebiet im wesentlichen auf die tiefer gelegenen Gegenden beschränkt. Die eocaene Bedeckung des Schrattenkalks ist im SW fast ganz an spitze leere Winkel widersinnig fallender Längsbrüche (Lit. 66, p. 25) geknüpft. Gegen NE gewinnt das Eocaen mit dem östlichen Axialgefälle an Raum, um hier, zwar weiterhin durch Längs- und Querbrüche in einzelne Schollen zerlegt, grössere Flächen einzunehmen. Die Verwerfungen durchsetzen die bei der starken Bewachsung dieser durchlässigen Horizonte ohnehin spärlich aufgeschlossenen Profile und verhindern damit meistens ein eingehendes Studium dieser ihres raschen Facieswechsels wegen interessanten Schichten.

1. Complanaten- und Hohgantschichten

(Pilatusschichten F. J. KAUFMANN'S.)

a) Aufschluss östlich Hinter Hübeli (Grosse Emme) (vgl. Fig. 3).

Der beste Aufschluss, der als einziger im Untersuchungsgebiet ein zusammenhängendes Profil durch den untern Teil des helvetischen Eocaens bietet, findet sich in der Grossen Emme und im Schöniseibach östlich Hinter Hübeli. Er ist schon von BOUSSAC (Lit. 16, p. 448), SCHIDER (Lit. 76, p. 5) und HAUS (Lit. 38, p. 539) beschrieben worden.

Der Schrattenskalk, der hier im Norden durch die Küblisbühlverwerfung begrenzt ist (vgl. Tafel V), wird von der Emme in einer engen Klamm durchbrochen. Weiter oben wird er von den Complanatenschichten überlagert, auf deren nahezu horizontal liegenden Schichtplatten der Fluss in seiner ganzen Breite ruhig dahinfließt, nachdem er weiter oben den Hohgantsandstein in drei Wasserfällen übersprungen hat. In diesem Profil finden wir von unten nach oben:

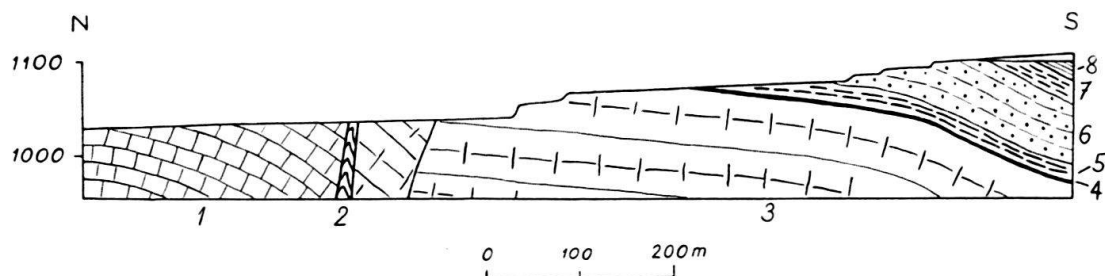


Fig. 3. Profil der Grossen Emme östlich Hinter Hübeli. Maßstab 1 : 10000.

1 Kieselkalk (Hauterivien), 2 verschleppte Drusbergschichten, 3 Schrattenskalk (Urgonien), 4 Complanatenschichten (Lutétien), 5 Untere Pectinitenschiefer, 6 Hohgantsandstein, 7 Obere Pectinitenschiefer, 8 Globigerinenschiefer (Priabonien).

1. Unterer Quarzsandstein. Über Schrattenskalk transgredierender, quarzreicher, vorwiegend grobkörniger, gelbbrauner bis braungrauer Sandstein von etwas über 1 m Mächtigkeit. Im Dünnschliff zeigt er in kalkigem Bindemittel über 90% gut gerollte Quarzkörner von max. 3,5 mm Durchmesser, spärliche Sedimenttrümmer und Resten von Lamellibranchiern. Andere Fossilien fehlen, doch stösst man im Gestein hie und da auf Hohlräume, die von herausgewitterten Nummulitenschalen her stammen.

2. Complanatenschichten (= Complanatenkalk KAUFMANN'S, vgl. auch p. 46). Über dem fossilarmen Unteren Quarzsandstein finden wir Schichten, die von A- und B-Formen von *Nummulites millecaput* BOUBÉE und von Discocyclinen erfüllt sind. Das Gestein besteht bis zu 70% aus diesen Foraminiferen, während in den übrigen 30% der Quarz vor dem kalkigen Bindemittel vorherrscht. Es ist als „sandiger Kalk“ oder, wegen der eckigen, meist gelbbraun gefärbten Quarzkörner und wegen der Kohlenreste als „Grit“ zu bezeichnen. Lokal finden sich im oberen Teil der Complanatenschichten mergeligere Lagen, die neben vereinzelten *Nummulites millecaput* BOUBÉE besonders reich an grossen Discocyclinen (*Disc. cf. discus* RÜT.) sind. Die Complanatenschichten sind 1,5 bis 2 m mächtig und bilden auf ca. 50 m Länge das hier stark verbreiterte Bachbett. Über ihnen folgen:

3. Untere Pectinitenschiefer (Hohgantschiefer). Diese beginnen mit einer glaukonitischen, sandigen Bank von ca. 2 m Mächtigkeit und gehen dann in

typische Pectinitenschiefer über, wie sie J. BOUSSAC zutreffend als „schistes gréseux à patine fauve“ bezeichnet hat.

Die glaukonitreiche Bank enthält 60—70% Quarz (vorwiegend gut gerundete Körner von max. 2 mm Durchmesser), 20—25% Glaukonit, oft von feinen Pyritkörnern umgeben und von feinen, diffus verteilten kohligen Partikeln durchsetzten calcitischen Zement, daneben vereinzelte Nummuliten, Discocyclinen, Rotaliden und Echinodermentrümmern.

Über den glaukonitischen Schichten enthalten die Schiefer am rechten Emmeufer einzelne Lithothamnien, knäuelig aufgewundene Serpuliden, grosse Nodosarien und *Nummulites sp.*, daneben mehrere Arten von Lamellibranchiern. Die Gesamtmächtigkeit der Pectinitenschiefer beträgt 15—20 m.

4. **Hohgantsandstein.** Der dichte fein- bis zuckerkörnige Sandstein ist durch schieferige Zwischenlagen in drei Abteilungen getrennt, welche in der Grossen Emme und im Schöniseibach in den Wasserfällen die Bildung von je drei Stufen verursachen. Die Mächtigkeit des Hohgantsandsteins dürfte hier 45—50 m betragen. Den Übergang vom Hohgantsandstein zu den Globigerinenschiefern (Stadschiefern) bilden die

5. **Obere Pectinitenschiefer,** deren lithologische Ausbildung den untern Pectinitenschiefern und den Schieferlagen innerhalb des Hohgantsandsteins entspricht. Sie sind im Schöniseibach zwischen dem Weglein, das von Vord. Schönisei nach Küblisbühl führt und Q. 1130 des Baches aufgeschlossen.

b) **Übrige Aufschlüsse** (von West nach Ost).

1. Unterer Quarzsandstein und Complanatenschichten.

Nach F. J. KAUFMANN (Lit. 51, p. 541) keilt der Untere Quarzsandstein westlich des Schimbergs aus. R. SCHIDER (Lit. 76, p. 6) verfolgte ihn nach einer Lücke zwischen Schimberg und Grön bis südlich des Böli, fand ihn aber bei Keiserschwand nur lückenhaft, bei Schneeberg und Hinter Hübeli gar nicht entwickelt. Wie jedoch aus dem weiter oben dargestellten Profil hervorgeht, ist er am letzteren Orte als fossilärmer Sandstein im Liegenden der Complanatenschichten vorhanden. Bei Schneebergli und Hirsegg jedoch fehlt der Untere Quarzsandstein tatsächlich; denn sandige Schichten mit *N. millecaput*, die wir als Äquivalent der Complanatenschichten auffassen müssen, liegen direkt auf Schrattenkalk. Diese Verhältnisse und die Tatsache, dass die Complanatenkalke seitlich in stark sandige und zum Teil fossilarme Gesteine übergehen, deuten auf nahe facielle Verwandtschaft von Unterm Quarzsandstein und Complanatenschichten s. s., welche die Möglichkeit und den Wert einer Trennung der beiden Gesteine in Frage stellt. Wir haben sie deshalb auf der Karte zusammengefasst und werden sie auch im folgenden zusammen behandeln und werden unter Complanatenschichten s. l., im Gegensatz zum Complanatenkalk der bisherigen Autoren, auch sandige und fossilarme Schichtglieder verstehen.

Östlich Schneebergli ist die Basis der Complanatenschichten ca. 50 m oberhalb Q. 1240 der Salwelistrasse aufgeschlossen. Ein Äquivalent des fossilarmen Untern Quarzsandsteins fehlt, und die sandig ausgebildeten Complanatenschichten kommen direkt auf den Schrattenkalk zu liegen. Sie sind recht quarzreich (35—40% Quarz, Durchmesser der Körner max. 1,5 mm) und enthalten im calcitischen Zement neben reichlich vorhandenen A- und B-Formen von *Nummulites millecaput* BOUBÉE *Nummulites sp.*, *Discocyclina cf. discus* RÜT., *Discocyclina sp.*, Rotaliden, Reste von Lithothamnien und *Dentalium*.

Das Hangende der Complanatenschichten ist hier nicht mehr aufgeschlossen. Bei Q. 1250 des Weges, der von Schneebergli nach Unt. Imbergli führt, finden wir glaukonitische Schiefer, die entweder den Untern Pectinitenschiefen entsprechen oder als Einlagerungen in den Complanatenschichten aufzufassen sind.

In der Gegend von Silwängen sind die Complanatenschichten als 6—8 m mächtiger Sandkalk entwickelt. Der Quarzgehalt ist hier grösser als bei Schneebergli, die Fauna ist jedoch die gleiche, nur dass *Nummulites millecaput* viel weniger häufig ist.

Ein schöner Aufschluss der Complanatenschichten findet sich bei Q. 1400 des Weges von Ruchweid nach Stächelegg. Hier wird der Schrattenkalk von ca. 2 m mächtigem Unterem Quarzsandstein überlagert, auf welchen ca. 1 m mächtige, stark glaukonitische, sandige Schiefer folgen, welche der glaukonitischen Basis der Untern Pectinitenschiefer in der Grossen Emme gleichen. Es folgen aber darüber ca. 4 m typische, stark sandige Complanatenschichten mit *Nummulites millecaput* BOUBÉE.

Complanatenkalk finden wir wenig ausserhalb des Untersuchungsgebietes bei Hirsegg auf Q. 1180 des Weges, der nach Blümlisalpweidli führt. Der Untere Quarzsandstein fehlt hier. Der Complanatenkalk transgrediert direkt über Schrattenkalk oder beginnt wie bei Q. 1090 des oben erwähnten Wegleins mit glaukonitisch-sandigen Schiefen, welche den von nördlich Ruchweid beschriebenen entsprechen dürften.

Der Complanatenkalk ist hier vorwiegend aus Organismenresten aufgebaut. Er ist recht quarzarm (5% Quarz, max. Korngrösse 2 mm). Der calcitische Zement enthält spärliche Glaukonitkörner. Über 80% des Gesteins wird von Foraminiferen gebildet: A- und B-Formen von *Nummulites millecaput* BOUBÉE, *Nummulites* sp., *Discocyclus* cf. *discus* RÜT., *Discocyclus* sp., *Asterocyclus* sp., *Operculina* sp., Rotaliden.

Am Weg von Hirsegg nach Keiserschwand sind die Complanatenschichten im Gegensatz zum Hirsegg von Quarzsandstein unterlagert. Sie erreichen insgesamt eine Mächtigkeit von über 12 m, wovon etwa die Hälfte auf den Quarzsandstein fällt.

Merkwürdig sind zwei isolierte Vorkommen von Sandsteinen im obern Teil des Karrenfeldes der Schrattenfluh. Südlich des Hächlegipfels liegen auf Q. 1900 im Schutt einige Bruchstücke von Quarzsandstein. Ein grösseres zusammenhängendes Vorkommen fand sich bei P. 1898,1 östlich des Stricks in Form von gelb anwitterndem Quarzsandstein. Zu diesem Vorkommen sind wohl auch die Blöcke von Quarzsandstein zu rechnen, welche B. STUDER (Lit. 85, p. 103) in den 1820er Jahren am Schybegütsch beobachtet hat. Diese Sandsteine, die am ehesten dem Untern Quarzsandstein zuzurechnen sind, transgredieren über besonders tiefe Lagen des Schrattenkalks. Es dürfte sich bei ihnen um Ausfüllungen von Karstlöchern handeln, die während der Festlandsperiode vor der Oberlutétien-Transgression entstanden wären. Ähnliche fossile Karstlandschaften wie die, von denen diese Bildungen zeugen dürften, hat kürzlich E. A. RITTER (Lit. 73, p. 5) von der Schlafegg bei Frutigen beschrieben.

2. Hohgantschichten.

Die Unterscheidung von Unterem Quarzsandstein und Hohgantsandstein ist im Felde in den meist schlechten Aufschlüssen schwierig. Die Natur des ersteren erkennen wir an seiner geringen Mächtigkeit und an der Überlagerung durch die Complanatenschichten. Zum Nachweis des letzteren können wir nur die grössere Mächtigkeit als Argument heranziehen, während die lithologische Beschaffenheit

kaum ein sicheres Kriterium abgeben dürfte. Als lithologisches Unterscheidungsmerkmal könnte höchstens die hellere Farbe und das feinere, verzahnte Korn des Hohgantsandsteins gelten.

Ausser dem oben (p. 46) beschriebenen Vorkommen östlich Hinter Hübeli, das sich gegen E bis Küblisbühlegg fortsetzt, möchten wir dem Hohgantsandstein nur zwei grössere Komplexe zurechnen.

Der eine liegt westlich Knubelsweidli im Norden der Küblisbühl-Verwerfung. Der andere zieht sich südlich der Ax-Unterschlag-Verwerfung von der Gegend nördlich Wysstannen zum südlich Ruchweid gelegenen Wald, um nördlich der Verwerfung in der Gegend nördlich und nordöstlich Ruchweid wieder aufzutreten. Noch weiter nach Norden vorgeschoben ist ein weiterer Komplex, der auf dem langgestreckten Hügelzug der Stächelegg spärlich, im Bach westlich Stächelegg aber sehr gut aufgeschlossen ist.

Die Vorkommen von Pectinitenschiefer hingegen sind am Südhang der Schrattenfluh recht häufig. Obere und Untere Pectinitenschiefer können nur selten unterschieden werden, da ihre Beziehungen zum zwischengelagerten Hohgantsandstein meist unklar sind. Die Untern Pectinitenschiefer scheinen jedoch weiter verbreitet zu sein als die Obere. Ihrer petrographischen Natur entsprechend sind die Pectinitenschiefer, in welchen die Bäche keine Erosionsschluchten gebildet haben, nur in kleinen Ausbissen schlecht aufgeschlossen.

Zu den Untern Pectinitenschiefern ist wenig ausserhalb des Untersuchungsgebietes ein Vorkommen auf Q. 1400 nördlich Bursteggstall (ca. 450 m WNW Hirsegg) zu rechnen. Die sandigen, braungelben Schiefer enthalten hier, wie an der Grosse Emme, Schalen von Lamellibranchiaten. Sie sind von hellem, feinkörnigem Hohgantsandstein überlagert. Im Gebiet von Hirsegg sind die Pectinitenschiefer östlich Ahornli und westlich P. 1060 an der Strasse nach Flühli, aufgeschlossen. Sie durchsetzen hier, ähnlich wie westlich Stechelegg und im Südelbach oberhalb Hirseggbrugg (Lit. 16, Fig. 144, p. 450), den Hohgantsandstein, der geringere Mächtigkeit und geringeren Quarzgehalt aufweist als an der Grosse Emme.

Wie wir weiter oben (p. 44) erwähnt haben, ist das Alter des Hohgantsandsteins noch unbestimmt. Es ist eine Aufgabe zukünftiger Forschung, zu untersuchen, wie weit die Sandsteine, die bisher als Hohgantsandstein zusammengefasst worden sind, altersmässig zusammengehören. Ferner sind die Beziehungen des Hohgantsandsteins zu den „Orbitoiden-Lithothamnienschichten“ am Hohgant (vgl. HAUS, Lit. 39, p. 73) einerseits und zum Lithothamnienkalk der Ralligstöcke (Ralligmarmor) andererseits noch näher zu untersuchen¹⁾.

¹⁾ In einer kürzlich erschienenen vorläufigen Mitteilung (Lit. 81) neigt J. SCHUMACHER dazu, die Glaukonitschichten von Küblibad ins Oberlutétien zu stellen. Wie MOLLET (Lit. 67) gezeigt hat, entspricht den Schichten von Küblibad die glaukonitische Basis der Unt. Pectinitenschiefer von Hint. Hübeli. Diese würden demnach auch ins Oberlutétien zu stellen sein. Wie SCHUMACHER, haben auch wir eine starke facielle Ähnlichkeit der Glaukonitschiefer mit den Complanatenschichten beobachten können, so dass diese Altersannahme als wahrscheinlich gelten darf.

In der gleichen Mitteilung hat SCHUMACHER den ganzen Hohgantsandstein ins Priabon gestellt. Dazu ist er veranlasst worden durch Funde von *Heterostegina helvetica* KAUFM. in einer parautochthonen Scholle im Hintergrund des Talkessels von Tegenstal bei Engelberg, in einer Schicht, die er mit der Discocyclinenschicht am Hohgant parallelisiert hat. Tatsächlich sind wir über die vertikale Verbreitung der Heterosteginen-Arten noch im Ungewissen. Eine auf detaillierten mikropaläontologischen Untersuchungen beruhende Definition des Priabons an seinen Typlokalitäten (Vicentinisches Gebiet) fehlt uns einstweilen noch. Die Möglichkeit einer Parallelisierung von Schichten der Niederhorn-Decke mit parautochthonen Elementen, auf welcher SCHUMACHERS Datierung des Hohgantsandsteins als Priabonien ebenfalls beruht, ist keinesfalls sichergestellt.

2. Globigerinenschiefer.

Die Globigerinenschiefer gehen durch allmählichen Übergang aus den Oberen Pectinitenschiefern hervor. F. J. KAUFMANN hat diese teils vorwiegend sandigen, teils mehr kalkigen, meist globigerinenreichen Mergelschiefer mit Gesteinen, die wir heute nicht mehr zur Schichtreihe der Niederhorn-Decke rechnen, als „Untern Flysch“ zusammengefasst. Die durchwegs detritische Facies, das unvermutete Auftreten von Sandsteinen, Lithothamnienkalken und Breccien mit kristallinen Komponenten (vgl. p. 56) und von wahrscheinlich submarin gerutschten Paketen, berechtigen bei der starken tektonischen Durchbewegung einzelner Partien dieser Schichten die Bezeichnung „Flysch“ durchaus. Die von F. J. KAUFMANN und R. SCHIDER gebrauchte Bezeichnung „Globigerinenschiefer“, die auch wir übernommen haben, vermag unsere Ansprüche an die Nomenklatur nicht ganz zu befriedigen.

Den Globigerinenschiefern ist in den bisherigen Beschreibungen unseres Untersuchungsgebietes nicht die genügende Beachtung geschenkt worden, da offenbar nur der untere, gut begehbare Teil des Südelbachs besucht worden ist. So erwähnt R. SCHIDER von hier nur „vereinzelte Lithothamnien im Südelbach auf 1120 m“. BOUSSAC fand hier eine Linse von Lithothamnienkalk, die er als „sorte de Ralligmarmor“ bezeichnet hat (Lit. 16, p. 449, Fig. 142). Diese Kalke scheinen eher mit KAUFMANN'S „Wängenalk“ (Lit. 49, p. 160ff.) parallelisiert werden zu müssen, als mit dem Ralligmarmor, der wohl eher einen Teil der Hohgantschichten ersetzt (vgl. Lit. 79, p. 65ff.). P. BECK (Lit. 8, p. 37) und W. SCHNEEBERGER (Lit. 79, p. 67) haben die Sandsteine und Lithothamnienkalke dieser Schichtreihe als „Bodmiflysch“ an die Basis der Globigerinenschiefer gestellt. Wir lassen die Bezeichnung „Bodmiflysch“ fallen und setzen für die in den Globigerinenschiefern s. s. eingelagerten Lithothamnienkalke KAUFMANN'S Bezeichnung „Wängenalk“. Wängenalk, sandige Bildungen und Globigerinenschiefer s. s. fassen wir als Globigerinenschiefer s. l. zusammen und behalten so einen bereits allgemein eingebürgerten stratigraphischen Begriff bei.

In unserm Untersuchungsgebiet finden wir, wenn wir als ihre südliche Grenze das erste Auftreten von „Wildflysch“ mit Linsen von Oberkreidekalk annehmen, die Globigerinenschiefer in folgenden Gebieten aufgeschlossen (vgl. p. 59/60):

Im Südelbach und in allen seinen Nebenbächen oberhalb Hirsegg. Hier liegen in tiefen Schluchten prächtige Profile frei.

Als westliche Fortsetzung folgen die Aufschlüsse im Gebiet von Salwideli-Wagliseiknubel, im Bach östlich Schneeberg, im Bärselbach zwischen Q. 1230 und Q. 1290 und in dessen Nebenbach, der südöstlich Schneebergli mündet, sowie im Schöniseibach zwischen Q. 1130 und Q. 1160.

Weitere Aufschlüsse finden wir, schon recht weit von den nächsten Lutétien-Vorkommen der Schrattenfluh entfernt, in der Waldemme und in ihren linksseitigen Zuflüssen in der Gegend der Rischlisäge. Die westliche Fortsetzung dieser Vorkommen ist im oberen Teil des Baches aufgeschlossen, der beim Schulhaus Sörenberg in die Waldemme mündet. Im Liegenden dieses Aufschlusses finden wir im gleichen Bach bei Q. 1300 „exotische“ Gesteine der Habkern-Mulde (vgl. p. 58) mit Einschlüssen von Oberkreidekalk. Dies Vorkommen ist dem Vorhandensein grösserer tektonischer Störungen zuzuschreiben.

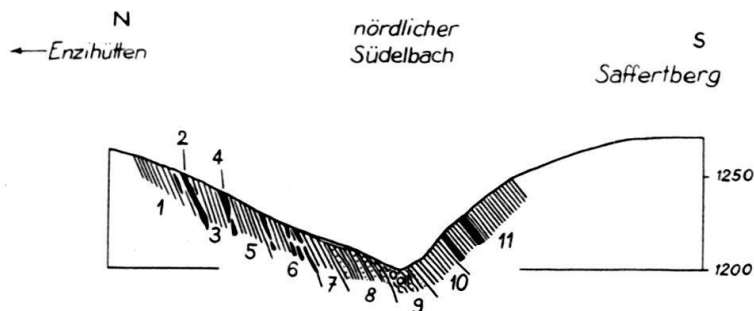
Gemäss ihrem lithologischen Charakter sind die Aufschlüsse in den Globigerinenschiefern wie diejenigen im Flysch der Habkern-Mulde an Bäche und tiefere Erosionsschluchten gebunden. Sonst ist das Gestein meist von Moräne und Vege-

tation verdeckt und die übrigen kleinen Ausbisse sind wegen der Verwitterung für eine geognostische Deutung meist wenig geeignet.

Querprofil durch das Gebiet des obern Südelbachs.

Das in Fig. 4 dargestellte Profil 1 beginnt im Norden im quer zum Südelbach verlaufenden Nebenbach südlich Enzihütten auf Q. 1260. In seinem weiteren Verlauf folgt es diesem Nebenbach bis zu seiner Mündung in den nördlichen Quellfluss des Südelbachs bei Q. 1220. Jenseits desselben finden sich im Gebiet von Unt. Saffertberg nur spärliche Aufschlüsse. Dieser Abschnitt des Profiltracés ist daher in Fig. 4 nicht dargestellt. Wie wir jedoch aus den weiter westlich gelegenen Aufschlüssen im Südelbach ersehen können, setzt sich die Schichtreihe von Fig. 4, Profil 1, unter dem Hügel von Saffertberg fort. Es liegen dort ca. 200 m Globigerinenschiefer, die nicht dargestellt sind. Anschliessend folgt im südlichen Südelbach bei Q. 1200 und in dem hier von rechts mündenden Seitenbach bis Q. 1380 die in Fig. 4, Profil 2, enthaltene Schichtreihe.

Profil 1



Profil 2

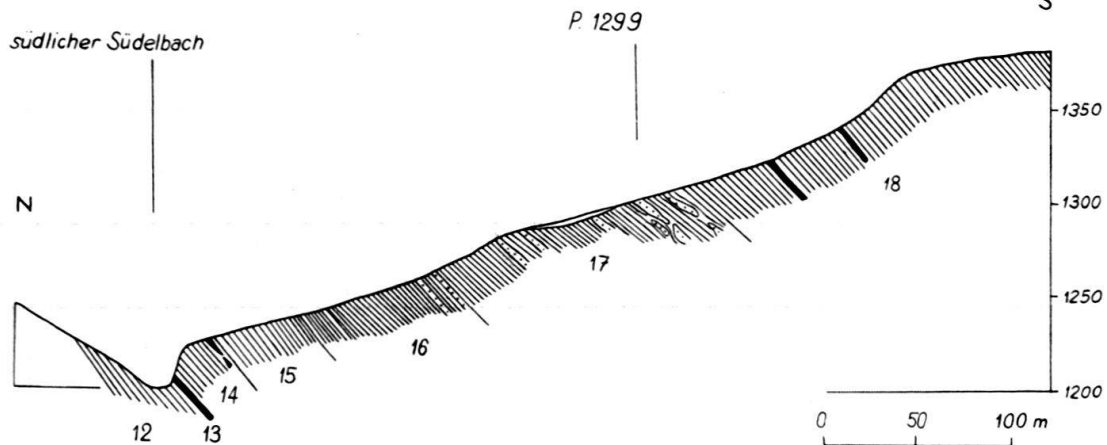


Fig. 4. Querprofil durch den Südelbach. Maßstab 1 : 10000 (die Zahlen 1—18 verweisen auf das Profil im Text).

Unser Profil zerfällt also in folgende Abschnitte:

Profil 1. a) Bach südlich Enzihütten;

b) Nördlicher Südelbach (Querprofil).

Profil 2. c) Südlicher Südelbach (Querprofil) und Zufluss von rechts, der bei Q. 1200 mündet.

a) **Bach südlich Enzihütten.** In diesem Bach fallen die Schichten mit ca. 50° gegen Süden ein. Um vom Älteren ins Jüngere zu gelangen, müssen wir von oben nach unten dem Bach entlang fortschreiten. Die ältesten Schichten des Profils sind bei Q. 1260 aufgeschlossen. Die Basis der Globigerinenschiefer dürfte sich 100—150 m weiter nördlich, unter Schutt verdeckt, befinden. Sie ist z. T. weiter im Westen aufgeschlossen (vgl. p. 56). Von Q. 1260 bachabwärts finden wir:

1. 10 m unten dunkle, tonige, oben helle, fleckige, kalkige Schiefer, im obersten Teil einzelne Lithothamnien und kleine Linsen von Lithothamnienbreccie enthaltend;
2. ca. 1,5 m kalkiger Lithothamnien führender Sandstein, mit Kruste von lockerer Lithothamnienbreccie im oberen Teil;
3. ca. 15 m vorwiegend dunkle Tonschiefer mit sandigen und lithothamnienreichen Partien;
4. 1,5–2 m kompakte, etwas sandige Lithothamnienbreccie;
5. ca. 12 m tonige, vorwiegend dunkle Schiefer;
6. ca. 16 m mächtige Folge ähnlicher, teils etwas kalkiger Schiefer mit Einlagerung von 4 Bänken von sandiger Lithothamnienbreccie von 0,4–1,2 m Mächtigkeit.
7. ca. 5 m helle, globigerinenreiche, glimmerarme, kalkige Schiefer, unterhalb Q. 1280 von Schutt verdeckt.

b) **Querprofil des nördlichen Südelbachs.** Bei der Mündung des eben beschriebenen Baches finden wir, in der Fortsetzung unseres Profils, den nördlichen Quellfluss des Südelbachs querend:

8. ca. 6 m Folge von stark sandigen, blättrig-glimmerigen Schiefen mit feinkörnigen, glimmerreichen Sandsteinen wechsellagernd;
9. über 10 m feinschiefrige, helle, z. T. grünliche Kalkmergel und schwarze, sandig-tonige Mergel und Mergelschiefer. Diese enthalten kugelige Einschlüsse von dichtem Kalk und zerrissene, ausgewalzte, glimmerreiche Siltsteinbänke; häufig auftretende Kleinfältelung gibt diesem Gestein ein „wildflyschartiges“ Aussehen;
10. 12–15 m kalkreiche, glimmerfreie, helle, hie und da fleckige Globigerinenschiefer, wie 7., in ruhiger Lagerung.
11. eine ca. 20 m mächtig aufgeschlossene, vorwiegend dunkle, tonig-sandige Schieferserie mit Einlagerungen von lithothamnienreichen Bänken, ähnlich denjenigen in 2., 4. und 6.

c) **Im südlichen Quellfluss des Südelbachs** finden wir bei Q. 1200 und im Seitenbach, der hier von rechts her einmündet:

12. hell anwitternde Tonschiefer;
13. eine ca. 2 m mächtige Bank von sandiger Lithothamnienbreccie. Diese quert den Bach bei Q. 1190 und ist dort besser zu beobachten;
14. ca. 25 m feinkörnige, glimmerige, dunkelgraue Tonschiefer, in dem von rechts zufließenden Seitenbach eine unzugängliche, ca. 25 m hohe Mündungsstufe bildend. Im obersten Teil enthalten diese Schiefer einen ca. 50 cm messenden Block von feinkörniger, sandiger Lithothamnienbreccie, die stellenweise in Siltstein übergeht;
15. ca. 30 m helle, fleckige, globigerinenreiche Tonschiefer mit dunkleren, feinschiefrigen, verfältelten Zwischenlagen;
16. ca. 50 m vorwiegend dunkle, feine, glimmerige Tonschiefer, denen im untern Teil einige wenige, 4–6 cm mächtige Siltsteinbänke eingelagert sind;
17. ca. 100 m ähnliche, stellenweise sehr sandige Schiefer mit Einlagerungen von Silt und von feinkörnigem Sandstein in mehr oder weniger ausgewalzten Bänken. Die z. T. sehr glimmerreichen, mergeligen Schiefer sind bei Q. 1300, beim Übergang der Salwidelistrasse über den Bach, besonders gut aufgeschlossen;
18. helle, kalkige Tonschiefer, etwa 180 m mächtig aufgeschlossen. Bei Q. 1320 und bei Q. 1340 enthalten sie Einlagerungen von Lithothamnienbreccien, welche denjenigen in Schicht 2., 4., 6. und 11. ähnlich sind.

Lithologische Übersicht, übrige Aufschlüsse.

Wie wir aus den oben beschriebenen Profilen ersehen, sind die als Globigerinenschiefer s. l. zusammengefassten Gesteine durch mannigfache Übergänge untereinander verbunden. Die ganze Gesteinsserie ist vorwiegend detritisch. Es können in ihr folgende Gesteinstypen unterschieden werden:

- a) tonig-siltige Schiefer mit spärlichen Globigerinen.
- b) Kalkig-mergelige Schiefer mit reicher Globigerinenfauna.

In die Typen a) und b) eingelagert sind:

- c) Sandige Schiefer und Sandsteine, meist lithothamnienführend.
- d) Lithothamnienkalke und Lithothamnienbreccien mit reicher Grossforaminiferenfauna.

Bei der Diskussion der tektonischen Stellung der Globigerinenschiefer nehmen zwei Einlagerungen, einen besonderen Platz ein:

- e) polygene Breccien im Bach westlich Enzihütten;
- f) eine Linse von Assilinengrünsand im Südelbach bei Südel.

a) **Tonig-siltige Schiefer.** Diese globigerinenarmen Schiefer zeigen bröckeligen Bruch und sind hell-graubraun oder dunkelgrau gefärbt. Ihre Verwitterungsfarbe ist hellgrau bis hellgelbgrau. Die Schiefer verwittern unregelmässig, dickblättrig bis spiessig. Art und Geschwindigkeit der Verwitterung sind von der gegenseitigen Lage von Schichtflächen und Erdoberfläche abhängig. An feuchten Orten, namentlich in Bächen, sind die Schiefer oft von einer zähen, gelbbraunen, algenhaltigen Kruste überzogen.

Ein Dünnschliff aus Schicht 4 des Profils (Fig. 4) zeigt eine kalkarme Grundmasse mit 20—30% Quarz in eckigen Körnern von max. 0,1 mm Durchmesser, ca. 5% opake Körner, von denen die kleineren aus Pyrit, die grösseren aus Kohlepartikeln bestehen. Sie verleihen dem Gestein die dunkle Färbung und zeichnen sich zusammen mit den selteneren feinen Glimmerschüppchen als glitzernde Punkte aus. Fossilien fehlen.

Solche und ähnliche Gesteine haben am Aufbau der Globigerinenschiefer unseres Untersuchungsgebietes den grössten Anteil. Besonders mächtig entwickelt sind die tonig-siltigen Schiefer im untern Südelbach zwischen Südel und Hirsegg, in der Gegend von Rischli, und, in etwas sandigerer Ausbildung, im Bärselbach und in seinen Nebenbächen östlich Schneeberg und südöstlich Schneebergli, ferner in der Gegend zwischen Salwideli und Ruchweid. Besonders hervorzuheben ist eine „wildflyschartige“ Abart dieser Schiefer, welche unter Schicht 9 des Profils (Fig. 4) beschrieben ist. Die dunkle Färbung rührt hier wohl vom reichlichen Vorhandensein von Pyrit und von kohligem Substanz her. In diese dunklen Mergelschiefer eingelagert finden wir grünliche Kalkschiefer, die lithologisch den kretazischen „Leimernschichten“ der Habkern-Mulde ähnlich sind, aber eocaenes Alter haben. Ferner finden wir darin, wie schon erwähnt, zerrissene Sandsteinbänke und kugelige Einschlüsse von vorwiegend dichtem Kalk. Diese Kalkkugeln enthalten diffus verteilten und in einzelnen Flecken angereicherten Pyrit. Es sind wohl konkretionäre Bildungen. Es ist möglich, dass die zerrissenen Silt- und Sandsteinbänke aus bereits verfestigten und später wieder blossgelegten Schichtniveaux durch submarine Rutschungen hierher gelangt sind. Ähnliche, ungestörte, tieferliegende Silt- und Sandsteine sind auf p. 53/54 beschrieben; auf submarine Rutschungen haben wir weiterhin auf p. 54, 57 hingewiesen.

In ähnlichen, „wildflyschartig“ aussehenden Niveaux treten in den Globigerinenschiefern auch dunkle Kalke mit Radiolarien auf, so z. B. in dem von südlich Ob. Saffertberg herkommenden Nebenbach des Südelbachs, auf Q. 1230. Dieser Kalk zeigt im Dünnschliff zahlreiche Radiolarien und Spongienreste, sowie Pyrit. Ähnliche Kalke treffen wir weiter südwestlich, bei Q. 1330 des Weges von Salwideli nach Schlund, und, in stark tektonisch gestörtem Zustand und von reichlichen Calcitadern durchsetzt, auf Q. 1360 des beim Schulhaus Sörenberg in die Waldemme mündenden Baches. Diese Kalke zeigen sowohl gegenüber den oben beschriebenen Mergelschiefern des Typ a) als auch gegenüber den kalkigen Globigerinenschiefern des Typ b) Zeichen enger Verwandtschaft, die uns erlauben, sie zum Schichtverband der Globigerinenschiefer s. l. zu rechnen. Radiolarienkalke kommen jedoch auch im Flysch der Habkern-Zone vor (vgl. p. 74, 79).

b) **Kalkig-mergelige Schiefer mit reicher Globigerinenfauna.** Dieser globigerinenreiche Gesteinstyp verdient den Namen Globigerinenschiefer am ehesten (Globigerinenschiefer s. s.). Beispiele dafür finden wir in Schicht 10 des Profils durch den Südelbach, ferner im rechten Seitenbach, der bei Q. 1100, nordwestlich Lueg, in den Südelbach mündet. Eine stark kalkige, fleckig-mergelige Varietät ist im südlichen Teil unseres Untersuchungsgebietes bei Q. 1210 des Weges aufgeschlossen, der von Hint. Schönisei nach Tannigsbodenschwand führt. Die Flecken sind wohl auf das Auftreten kohligter Substanz zurückzuführen.

Wie Dünnschliffe zeigen, bestehen die Schiefer dieses Typus zu 15—40% aus Globigeriniden. Am häufigsten sind darunter grosse, stachelige Globigerinen (*Globigerina* cf. *bulloides* D'ORB.), seltener treten auf: *Globigerinoides*, *Globigerinella* und *Globorotalia* sp. Die Grundmasse ist mergelig-siltig. Der Quarzgehalt variiert zwischen 5% und 40%. Der Durchmesser der Quarzkörner beträgt nie mehr als 0,3 mm. Glaukonit ist nur in kleinen Mengen (> 1%) vorhanden.

Die kalkig-mergeligen Schiefer dieses Typs zeigen mannigfaltige Übergänge zu den tonig-siltigen Schiefern des Typus a. Sie zeichnen sich jedoch vor diesen durch das reichliche Vorhandensein von Globigerinen aus. Diesen verdanken sie z. T. ihren erhöhten Kalkgehalt. Sie sind auch gewissen Kreide- und Eocaengesteinen der Habkern-Mulde sehr ähnlich und zeigen wie diese oft dunkle Flecken, die wohl von erhöhtem Gehalt an organischer Substanz und an Pyrit herrühren. Die fleckigen kalkig-mergeligen Globigerinenschiefer können als Fleckenmergel bezeichnet werden. Von den Leimernschichten (Oberkreide) jedoch unterscheiden sie sich durch ihr obereocaenes Alter (p. 74/75).

c) **Sandige Schiefer und Sandsteine, meist lithothamnienführend.** Die sandigen Schiefer sind in ihrer Zusammensetzung nach den Pectinitenschiefern ähnlich. Sie bilden jedoch nicht wie diese regelmässig abwechselnde, mehr oder weniger sandige Schichtlagen. Vielmehr gehen sie seitlich und nach oben und unten oft unvermutet in die Typen a), b) und d) der Globigerinenschiefer über. Meist enthalten sie Linsen von tonig-siltigem Material, deren Grösse zwischen wenigen Millimetern und mehreren Metern schwankt. Die grösseren dieser Linsen enthalten in ihren obern Partien oft gut ausschlämbbare Lithothamnen, Bryozoen und Grossforaminiferen (Discocyclinen, Asterocyclinen, Heterosteginen, seltener Nummuliten).

Die brecciösen Sandsteine dieses Typus gehen in die Lithothamnienbreccien des Typus b) über, während der grössere Teil der sandigen Schiefer durch das reichliche Auftreten von Globigerinen dem kalkig-mergeligen Typus b) verwandt erscheint. Der Quarzgehalt schwankt beim Typus c) zwischen 20 und 80% und beträgt im Durchschnitt ca. 55%. Die Quarzkörner haben einen maximalen

Durchmesser von 0,3—3 mm. Glimmer, Glaukonit und Pyrit sind nur in kleinen Mengen vorhanden ($> 1\%$). Kalkige Sedimenttrümmer können bis 20% des Gesteins ausmachen. Lithothamnienbruchstücke sind stets vorhanden, Globigeriniden (*Globig.* cf. *bulloides* D'ORB., *Globorotalia* sp.) sind ebenfalls häufig. Neben Resten von Spongien, Bryozoen und Lamellibranchiern konnten ferner folgende Foraminiferen bestimmt werden: *Gypsina* sp., Milioliden (selten), Rotaliden, *Halkyardia minima* LIEBUS, *Nummulites* sp., *Heterostegina* cf. *helvetica* KAUFM. und Bruchstücke von Discocyclinen und Asterocyclinen.

Die sandigen Schiefer und Sandsteine finden wir im Profil Fig. 4 in den Schichten 3, 8, 9, 16 und 17. Ferner finden sie sich recht häufig im Südelbach zwischen Südel und Q. 1110. Hier und zwischen Q. 1140 und 1150 des nördlichen Quellflusses finden wir in dunklen, sandig-schiefrigen Schichten des Typus a) lose, kantige Silt- und Sandsteinblöcke eingebettet. Ihr Auftreten, das einen „wildfyschartigen“ Eindruck gibt, kann durch submarine Rutschung erklärt werden. Es sind hier aber auch zahlreiche tektonische Störungen vorhanden.

Weitere Vorkommen dieses Gesteinstypus finden wir im Südelbach am linken Ufer, beim Übergang des Weges von Lueg nach Enzihütten und ca. 70 m oberhalb dieser Stelle, bei Q. 1325 des von Ob. Saffertberg herkommenden Quellbachs, sowie südwestlich Ruchweid. In den Bächen westlich Rischli und im Bärselbach ist der sandige Typus der Globigerinenschiefer nur durch ganz wenige, dünne Siltbänklein vertreten. Sandigeres Material finden wir im obern Teil des Baches, der beim Schulhaus Sörenberg in die Waldemme mündet, zwischen Q. 1370 und 1380. Wie bei den meisten Vorkommen im Gebiet des Südelbachs treten auch hier die Silt- und Sandsteinbänke in Verbindung mit Lithothamnienbreccien auf. Der Sandstein ist im Liegenden der Breccien besonders gut ausgebildet und bildet Bänke von 0,1 bis 1 m Mächtigkeit, denen einzelne Mergelschichten zwischenlagert sind.

Zu diesem Typ ist ein recht quarzreicher Sandstein zu rechnen, der auf Q. 1310 des rechten Zuflusses des Bärselbachs östlich Schneeberg in spiessig verwitternde, sandig-mergelige Globigerinenschiefer eingelagert ist. Die vorwiegend gut gerundeten Quarzkörner, die 60% des Gesteins ausmachen, erreichen einen Durchmesser von max. 0,5 mm. An Fossilien fanden wir: *Dentalium*, *Gyroldina*, Discocyclinen und Nummuliten.

d) **Lithothamnienbreccien mit reicher Grossforaminiferenfauna.** Die kalkigen, z. T. äusserst fossilreichen Breccien verdienen unsere Aufmerksamkeit ganz besonders: Ihre Zusammensetzung und ihre reiche Fossilführung sind geeignet, uns über das Alter und die Entstehung der Globigerinenschiefer s. l. Aufschlüsse zu geben. Sie bilden meist einige Dezimeter bis über einen Meter mächtige Bänke, deren horizontale Ausdehnung in den wenigsten Fällen über 100 m betragen dürfte. Gegen unten gehen die Lithothamnienbreccien in immer lithothamnienärmere Sandsteine über. Gegen oben sind sie meistens ziemlich scharf von mergeligen Schichten des Typus a) begrenzt, welche einzelne Lithothamnien-Knollen und recht zahlreiche Grossforaminiferen enthalten, die leicht ausgeschlämmt werden können.

Echte organogene Lithothamnien-Riffkalke kommen nur ganz vereinzelt vor (vgl. p. 55). Die Tatsache, dass ein grosser Teil der Lithothamnien, Bryozoen und Foraminiferen zerbrochen ist und dass zahlreiche detritische Komponenten, wie Quarzkörner und aufgearbeitete Sedimentreste, vorliegen, zeigt uns, dass wir es in den meisten Fällen nicht mit eigentlichen organogenen Kalken, sondern mit klastischen Bildungen zu tun haben. Wir sprechen hier also besser von Litho-

thamniembreccien („Wängenbreccien“) als von Lithothamnienkalken („Wängenkalke“ KAUFMANN, vgl. Lit. 49, p. 160ff.). Die Fossilien sind zusammengeschwemmt und dürften wohl nahezu gleichaltrigen, schon verfestigten Lithothamnienkalkriffen entstammen.

Die Bildung von Lithothamnien-Riffkalke, die erodiert, und deren Zerstörungsprodukte als Lithothamniembreccien abgelagert werden, kann man heute in Bikini, in den Marshall-Inseln, beobachten (vgl. Lit. 27, 93).

Der Quarzgehalt dieses Gesteinstyps schwankt zwischen 10 und 40%; nur bei einigen sehr lithothamniereichen Gesteinen liegt er unter 5%. Der Durchmesser der grössten Quarzkörner, die in den meisten Fällen gut gerundet sind, beträgt 0,5—2 mm. Neben ca. 1% Glaukonit finden wir sporadisch Glimmer und Phosphat. Pyrit ist stets vorhanden und an einzelnen Stellen angereichert. Neben nicht näher bestimmbar aufgearbeiteten kalkigen Sedimentresten fanden sich bei Q. 1380 des Baches, der westlich Rischli in die Waldemme mündet (vgl. p. 30) Körner von Oberkreidekalk (Turon-Senon) mit *Globotruncana lapparenti* BROTZEN und *Pithonella ovalis* (KAUFM.). Der Durchmesser dieser Körner beträgt 2—4 mm. Die Lithothamniien machen 15—70% des Gesteines aus. Sie sind im quarzarmen Gestein besonders reichlich vorhanden. Im Dünnschliff beobachten wir oft Feinschichtung von quarz- und lithothamniereichen Lagen.

Im Bindemittel sowohl, als auch in aufgearbeiteten Körnern, fanden wir Algen, die z. T. als *Distichoplax biserialis* DIETRICH (Lit. 2, p. 19ff., Pl. V, Fig. 2) bestimmt werden konnten, z. T. diesem Fossil ähnlich, aber einschichtig gebaut sind. Bryozoen sind sehr zahlreich vorhanden (bis 20%), seltener sind Resten von Crinoiden (darunter *Pentacrinus*) und Echinoideen, Serpuliden, Lamellibranchiaten (vorwiegend Austern), *Dentalium* und Haifischzähnen. An Foraminiferen fanden wir: Milioliden, Globigerinen (*Glob. cf. bulloides* D'ORB.), Gypsinen, Rotaliden (darunter *Eponides* und *Gyroidina*), Operculinen, *Heterostegina cf. helvetica* KAUFM. und kleine Nummuliten. Besonders häufig, aber meist nur schlecht erhalten, treten Discocyclinen und Asterocyclinen auf.

Am schönsten ausgebildet sind diese Lithothamniembreccien in unserm Profil durch die Quellflüsse des Südelbachs (Fig. 4). Wir finden sie hier in den Schichten 1, 2, 4, 6, 11, 13, 14 und 18. Aus den Schichten 2 und 6 konnten isolierte Foraminiferen, namentlich Discocyclinen, Asterocyclinen und Heterosteginen gewonnen werden. Solche Breccien treten auch unterhalb Q. 1160 des nördlichen und bei Q. 1240 des südlichen Quellflusses, sowie bei Q. 1100 und 1130 des Südelbachs auf. Im Quellbach südlich Ruchweid fehlen sie oberhalb Q. 1300, in demjenigen nördlich der Salwidelistrasse oberhalb Q. 1250, während sie im Bach südlich Ob. Saffertberg recht häufig sind. Im ganzen Gebiet westlich Rischli kommen die Lithothamniembreccien nur an einer Stelle vor, nämlich im Bach, der beim Schulhaus Sörenberg in die Waldemme mündet, bei Q. 1380. Hier scheinen neben Lithothamniembreccien auch eigentliche Riffbildungen vorzukommen. Wir haben hier folgende Schichtreihe vor uns:

4. Tonig-siltige Schiefer (Typus a), darin in den untersten 10 m einige ca. 10 cm mächtige, lithothamniereiche Sandsteinbänke eingelagert.
3. Plattige Lithothamnienkalk mit Bryozoen und Grossforaminiferen auf den Schichtflächen. Gegen unten in Siltstein übergehend, ca. 2 m mächtig.
2. Ca. 10 m siltige Sandsteine, oft reich an Lithothamnienbruchstücken, in Bänken von 10 cm bis 1 m mit mergeligen Zwischenlagen von 3–10 cm Mächtigkeit.
1. Tonig-siltige Schiefer des Typus a).

Der plattige Lithothamnienkalk (3) ist besonders im obern Teil reich an Lithothamnien. Hingegen sind die Grossforaminiferen besonders in seinem mittleren Teil häufig.

e) **Polygene Breccie westlich Enzihütten.** Im Bächlein westlich Enzihütten, das bei Q. 1220 in den nördlichen Quellfluss des Südelbachs mündet, finden wir oberhalb des Überganges des Weges, der von Enzihütten nach Ruchweid führt, die basalen Partien der Globigerinenschiefer aufgeschlossen. Diese folgen direkt auf die etwas weiter oben sichtbaren Pectinitenschiefer. Ca. 20 m unterhalb des erwähnten Wegüberganges ist eine Serie sandig-siltiger Schiefer mit mergeligen Zwischenlagen aufgeschlossen, welche eine ca. 20 cm mächtige, feinkörnige Sandsteinbank mit groben Einsprenglingen enthält. 15 m bachabwärts folgen im Hangenden derselben wenige Meter siltige Schiefer, dann ca. 15 m tonig-mergelige Schiefer, welche 3 Breccienbänke von je ca. 1 m Mächtigkeit enthalten. Die Schiefer entsprechen dem tonig-siltigen Typus a) der Globigerinenschiefer und sind in diesem Bach noch weiter abwärts gut aufgeschlossen. Die Breccien weichen von allem bisher Beschriebenen dadurch ab, dass sie kristalline Komponenten führen. Die grössten dieser Komponenten erreichen einen Durchmesser von 12 mm. Makroskopisch erkennen wir darin wasserklare und trüb-grünliche, fettglänzende Quarzkörner, trübe, weisse Körner von Feldspat, hellgraue und hellgrüne Kalkkörner und weniger zahlreiche grüne kristalline Komponenten. Der Quarzgehalt beträgt 20—30%, wobei die Körner einen Durchmesser von 2 mm erreichen. 15% des Gesteins besteht aus Feldspat, wobei Alkalifeldspat und Plagioklas etwa gleichmässig verteilt sind. Häufig sind gelbe, eckige Dolomitkörner. Die grünen Kalkkomponenten führen *Globotruncana*, dünnschalige Globigerinen und *Pithonella ovalis* (KAUFM.), welche Oberkreide-Alter anzeigen. Die hellbraunen Kalke sind reich an Radiolarien und Calpionellen. Es ist wahrscheinlich, dass wir es mit Tithon zu tun haben.

Die Grundmasse enthält: Lithothamnien (ca. 10% des Gesteins), Bryozoen (häufig), *Gypsina* sp., Discocyclinen, Asterocyclinen und kleine Nummuliten. Die Nummuliten sind in diesen Breccien recht häufig. In den übrigen grobkörnigeren Gesteinen der Globigerinenschiefer s. l. hingegen treten sie nur vereinzelt auf, während Discocyclinen und Asterocyclinen stark vorherrschen.

f) **Assilinengrünsand im Südelbach bei Südel.** Einen merkwürdigen Fremdkörper in den Globigerinenschiefern stellt eine kleine, nur etwa 0,5 m³ messende Scholle von Assilinengrünsand dar, die im Südelbach, etwa 50 m unterhalb der Brücke bei Südel, aufgeschlossen ist. Aus diesem Grünsand konnten gut bestimmbare (isolierte) A- und B-Formen von *Assilina exponens* Sow. gewonnen werden, die uns veranlassen, dies Gestein ins Lutétien zu stellen.

Das Gestein enthält spärliche eckige Quarzkörner von max. 1 mm Durchmesser und 10—15% Glaukonit von etwa gleicher Korngrösse. An weiteren Fossilien finden wir: Globigerinen, Rotaliden, Bruchstücke von Discocyclinen und Asterocyclinen, *Operculina*.

Die Art, wie diese Lutétienscholle in die priabonen Globigerinenschiefer gelangt ist, kann auf zwei verschiedene Arten erklärt werden, nämlich tektonisch durch Aufschürfung oder Einschuppung oder stratigraphisch durch submarine Rutschung. In beiden Fällen ist die Deutung der Herkunft des Grünsandes schwierig. Im Falle einer Aufschürfung dürfte er wie die Schürflinge von Assilinengrünsand im subalpinen Flysch aus den Stirnteilen der Drusbergdecke stammen. Er würde also der östlichen Fortsetzung der Schürflinge im Rücken der Niederhorn-Decke entsprechen, z. B. dem Wangschichtenpaket von Knubel, südöstlich des Schin-

bergs (Lit. 68, p. 37). Da sich der Grünsand jedoch nicht wie diese Schürflinge an der Basis der tektonisch höheren „exotischen“ Gesteine der Habkern-Mulde, sondern in einem eher tiefen Niveau der Globigerinenschichten befinden, neigen wir eher dazu, ihn stratigraphisch, d. h. durch submarine Rutschung, zu erklären.

Die tektonische Stellung der Globigerinenschiefer und die Grenze zwischen Niederhorn-Decke und Habkern-Mulde.

Die Breccien mit kristallinen und mesozoisch-sedimentären Komponenten im Bach westlich Enzihütten, welche wir im vorletzten Abschnitt beschrieben haben, sind innerhalb der Globigerinenschiefer etwas Neues und Fremdartiges. Sie lassen die Frage aufkommen, ob die Globigerinenschiefer wirklich eine einheitliche, normalstratigraphische Serie bilden, oder ob sie nicht viel eher in zwei tektonisch selbständige Einheiten zu trennen sind. Durch eine solche Trennung könnten wir den basalen Teil dieser Schiefer, der ausschliesslich dem tonig-siltigen Typus a) und dem kalkig-mergeligen Typus b) angehört, bei der Niederhorn-Decke belassen, während alle Vorkommen von Lithothamnienbreccien und Sandsteinen, zusammen mit der Breccie vom Bach westlich Enzihütten und mit dem Assilinengrünsand im Südelbach bei Südel, zur tektonisch höheren „Südelbach-Serie“ zu zählen wären, welche als tektonisch selbständige Einheit zwischen die Niederhorn-Decke und die „exotischen“ Bildungen der Habkern-Mulde zu liegen käme. Im folgenden seien die Gründe, die für und gegen eine Abtrennung der Südelbach-Serie sprechen, aufgeführt.

Für eine Abtrennung der Südelbach-Serie sprechen zwar keine zwingenden Gründe. Die im allgemeinen einheitliche Sedimentationsfolge der Globigerinenschiefer spricht eher für eine Zugehörigkeit des ganzen Komplexes zur Niederhorn-Decke. Wie wir weiter unten (p. 60 ff.) sehen werden, sind bei der Annahme der Zugehörigkeit zur Niederhorn-Decke in den Globigerinenschiefern Verwerfungen und Flexuren grösseren Ausmasses zu erwarten. Wenn wir also tektonische Störungen innerhalb dieser Schiefer feststellen können, so ist es nur möglich, keineswegs aber sicher, dass diese Störungen die Schiefer in zwei Einheiten trennen. Die schiefrige Ausbildung dieser Sedimente verhindert uns jedoch, Verlauf und Bedeutung der Störungen im Felde zu erkennen.

Für die Zusammengehörigkeit der ganzen Schiefermasse spricht vor allem das priabone Alter der Lithothamnienbreccien und der Sandsteine, das auf Grund der darin enthaltenen Grossforaminiferen-Faunen feststeht. Wir müssten also, da ausser dem erwähnten Assilinengrünsand (p. 56) zwischen den beiden zu trennenden Einheiten keine älteren Schichten vorkommen, zwei gleichaltrige Komplexe auseinanderhalten, was uns keine geringe Schwierigkeiten bietet.

Für die tektonische Abtrennung der Südelbach-Serie von den Globigerinenschiefern der Niederhorn-Decke spricht die grosse Mächtigkeit des ganzen Komplexes im Gebiet von Südelbach-Rischli. Sie beträgt mindestens 1000 m. Die grosse areale Verbreitung der Schiefer im Südelbachgebiet kann nur zum Teil durch die aus dem Gebiet der Schrattenfluh herausstreichenden, widersinnig fallenden Längsbrüche und durch das Axialgefälle erklärt werden. Westlich Küblisbühl ist die Mächtigkeit der Globigerinenschiefer viel geringer, und im Mürrenbach folgen die ersten aufgeschlossenen Oberkreidevorkommen der Habkern-Mulde knapp 100 m über dem Hohgantsandstein.

Geringe Mächtigkeit der Globigerinenschiefer finden wir auch östlich unseres Untersuchungsgebietes. Sie messen bei Mühlebord, südlich der Schafmatt, in

einem kleinen Nebenbach, der bei Q. 1650 in den Wasserfallenbach mündet, ca. 80 m, im Eleggbach (Lit. 68, p. 21) ca. 60 m. Sie zeigen hier ausschliesslich die sandig-schiefrige und tonig-mergelige Ausbildung. Noch weiter im Osten, bei Käterich und Grund (südlich des Schimbergs), führen sie auch Sandsteine und Lithothamnienbreccien (Lit. 68, p. 21/22) und zeigen eine viel grössere Mächtigkeit. H. MOLLET (Lit. 68, p. 36) hat diese Mächtigkeitsunterschiede dadurch zu erklären versucht, dass in einigen Gebieten ein Teil der Globigerinenschiefer der Niederhorn-Decke in die subalpine Zone verfrachtet worden ist. Eine solche Annahme ist aber für unser Gebiet, abgesehen von Schwierigkeiten mechanischer Natur, deshalb unwahrscheinlich, weil gerade dem Südelbachgebiet mit seiner mächtigen Priabonserie besonders mächtige ähnliche Bildungen im subalpinen Flysch vorgelagert sind (Gegend von Thor).

Nach den Untersuchungen von M. FURRER (Lit. 31) haben im subalpinen Flysch die Gesteine eine ähnliche Ausbildung und Fossilführung wie im Südelbach. Ausser den reichlich vorhandenen Discocyclinen, Asterocyclinen, Heterosteginen und Lithothamnien ist hier in den sandigen Sedimenten auch *Halkyardia minima* LIEBUS vertreten (vgl. p. 54). Bei der relativ weiten Verbreitung solcher Gesteine und Faunen im alpinen Priabon ist ein Zusammenhang jedoch recht hypothetisch, besonders da die im subalpinen Flysch bei Thor vorhandenen aufgearbeiteten älteren Fossilien (Lutétien und Alteocaen) in unserm Gebiete nicht haben gefunden werden können. Ebenso fehlen südlich der Schrattenfluh die im subalpinen Flysch auftretenden grünlichen Sandsteine (Taveyannaz-Sandsteine auct.).

Eine Abtrennung der Südelbach-Serie als besonderes tektonisches Stockwerk würde die lokale Anhäufung dieser Priabongesteine eher erklären. Wir können sie als riesigen „Flyschrutschwulst“ im Sinne von LUGEONS „diverticules“ (Lit. 64) auffassen, der aus wohl nicht allzu südlichen, dem Sedimentationsraum des „exotischen Wildflyschs“ vorgelagerten Gebieten her, an den Rücken der Niederhorn-Decke herangerutscht wären, um uns hier als grosse Pakete erhalten zu bleiben.

Das Vorkommen von „Wildflysch“ mit Oberkreidelinsen, das bei Q. 1300 des beim Schulhaus Sörenberg in die Waldemme mündenden Baches zwischen zwei Globigerinenschiefer-Komplexe eingeklemmt ist, kann wohl nicht als Argument für eine Abtrennung der Südelbach-Serie vom Helvetikum der Schrattenfluh bewertet werden. Dies Vorkommen ist am ehesten durch einen Bruch oder durch Verschuppungen kleinen Ausmasses (Fig. 6) zu erklären. Es ist hier der einzige Ort, an welchem in den Globigerinenschiefern tektonische Störungen so deutlich zutage treten. Die Störung liegt zu weit südlich, um die innerhalb der Globigerinenschiefer angenommene Trennung zu vollziehen. Sie dürfte eher als Verstellung innerhalb des südlichen Komplexes der Globigerinenschiefer aufzufassen sein, während die Trennungslinie zwischen dem Helvetikum und der Südelbach-Serie wenig nordwestlich des Vorkommens von Assilinengrünsand im Südelbach durchstreichen dürfte.

Neben der grossen Mächtigkeit und den eben beschriebenen tektonischen Erwägungen sprechen vor allem die aufgearbeiteten Körner von älteren Gesteinen für eine Abtrennung der Südelbach-Serie von den Globigerinenschiefern der Niederhorn-Decke. Solche Körner kommen sowohl in den Lithothamnienbreccien bei Q. 1380 des Baches vor, der beim Schulhaus Sörenberg in die Waldemme mündet (vgl. p. 55) als auch in der Breccie im Bach westlich Enzhütten (p. 56). In dieser Breccie konnten wir neben granitischen Komponenten sedimentäre Körner feststellen, von denen ein Teil durch Vorkommen von Mikrofossilien im Dünnschliff als Tithon und als Oberkreide datiert werden konnte.

Wie weiter oben schon bemerkt, sind diese Komponenten innerhalb der Schichtreihe der Globigerinenschiefer etwas Aussergewöhnliches. Vorkommen von aufgearbeiteten Oberkreidekalken in Wängenkalken aus dem Tal der Kleinen Schliere sind 1937 von A. BUXTORF beschrieben und abgebildet worden (Lit. 23). Da die Oberkreide-Sedimente in der näheren Umgebung der Niederhorn-Decke zur Priabonzeit wohl von älteren tertiären Ablagerungen bedeckt waren, ergeben sich für die Deutung der Herkunft dieser aufgearbeiteten Kalkkörner einige Schwierigkeiten. Diese Vorkommen stellen die Frage, ob nicht auch westlich der Waldemme, namentlich im Entlen- und Klein-Schliere-Gebiet ein Teil der Globigerinenschiefer, als der Südelbach-Serie entsprechend von den Globigerinenschiefern der Niederhorndecke, abzutrennen wäre.

Die Vorkommen von Konglomeraten im Eocaen der Zentral- und Ostschweiz sind in einer neueren Arbeit von W. BRÜCKNER (Lit. 18) zusammenfassend beschrieben worden. Wie aus dieser Zusammenstellung hervorgeht, kommen in diesen Konglomeraten, die in den untern Teil des Priabons gestellt werden, nur Komponenten vor, die dem obern Jura, der Kreide und dem Lutétien angehören. Im Schimbergkonglomerat (Lit. 68, p. 21) und im Kleintalkonglomerat (Lit. 1, p. 22ff.), die unserm Gebiet am nächsten liegen, haben wir nur Unter-Kreide und Lutétien vertreten. Die Zusammensetzung dieser Konglomerate weicht besonders durch das Fehlen von Kristallin von derjenigen unserer Breccien ab. Diese ist viel eher mit den „exotischen“ Breccien der Habkern-Mulde in Zusammenhang zu bringen. Denn beide Gesteine enthalten Granit mit reichlichem Alkalifeldspat, sowie oberjurassische (Tithon-) und oberkretazische Sedimente. Die Ähnlichkeit mit Gesteinen der Habkern-Mulde veranlasst uns vor allem anzunehmen, die Südelbachserie mit ihren Breccien, die teils fast ganz von Lithothamnien aufgebaut sind, teils kristalline Komponenten enthalten, sei in südlichen Regionen abgelagert worden, nämlich zwischen den Sedimentationsräumen der Niederhorn-Decke und des „Wildflysches“ der Habkern-Mulde.

Unsere Breccien sind, besonders ihrer tektonischen Lage nach, mit den polygenen Breccien des Spirstocks (Lit. 18, p. 324) zu vergleichen; mit diesen haben sie auch das priabone Alter gemeinsam: eine Schriffserie sandiger Breccien (Nr. 131—137 der Schriffsammlung des Geol. Inst. Basel) vom Sandsteinwändchen der nördlichen Gipfelpartie des Spirstocks enthält u. a.: *Gypsina* sp., *Pellatispira* sp., *Discocyclinen*, *Heterostegina* cf. *helvetica* KAUFM. und aufgearbeitete Körner von Grünsand, von Urgonkalk und von Oberkreidekalk mit *Pithonella ovalis* (KAUFM.) und *Globotruncana lapparenti* BROTZEN.

Das von BOUSSAC (Lit. 16, p. 372) beschriebene Gruontalkonglomerat weicht von unserer Breccie durch sein gröberes Korn und sein viel nördlicheres Ablagerungsgebiet ab. Seiner Zusammensetzung nach unterscheidet es sich dadurch, dass es reichlich Gneiskomponenten, Andesitmaterial und mitteleocaenen Alveolenkalk führt.

Wägen wir die Argumente für oder gegen die Abtrennung einer Südelbach-Serie ab, so kommen wir zum Schluss, dass ein endgültiger Entscheid beim heutigen Stand der Untersuchungen nicht gefällt werden kann.

Lassen wir also die endgültige Antwort auf die Frage der tektonischen Zugehörigkeit des Globigerinenschiefer-Komplexes offen, so erhalten wir zwei mögliche Grenzen zwischen dem Helvetikum der Schrattenfluh und den südöstlich anschliessenden Flyschmassen:

Die südliche (vgl. Tafel V), welche die gesamten Globigerinenschiefer von den „exotischen“ Gesteinen der Habkern-Mulde abtrennt, schneidet die Waldemme wenig nördlich der Mündung des Schwendibachs und quert den bei Rischli mün-

denden Bach bei Q. 1185. Über das Gebiet nördlich Salwiden streicht sie gegen SW zwischen Salwideli und dem südlich davon verlaufenden Bach weiter und quert diesen Bach und den Bärselbach bei Q. 1280. Im Wald östlich Knubelsweidli fehlen uns Aufschlüsse, doch finden wir die Grenze zwischen den Globigerinenschiefern und der Oberkreide der Habkern-Mulde bei Q. 1270 des östlich Schneebergli in den Bärselbach mündenden Nebenbachs wieder schön aufgeschlossen. Ebenso ist sie in den beiden Nebenbächen nördlich Gustischwand sichtbar. In dem SW Schwand zum Schöniseibach hinabfliessenden Nebenbächlein und im Schöniseibach oberhalb Q. 1180 sind noch Gesteine der Habkern-Mulde aufgeschlossen, wenig unterhalb fliesst der Schöniseibach jedoch wieder ganz in den hier zunächst etwas sandig, dann normal ausgebildeten Globigerinenschiefern, welche SW der Hütte bei P. 1194 bis zu Q. 1260 reichen und von Sandsteinen und Leimernschichten der Habkern-Mulde überlagert werden. Ähnliche Verhältnisse treffen wir auf gleicher Höhe im Graben östlich Hint. Schönisei. Südlich dieses Grabens, bei Q. 1200 des nach Tannigsbodenschwand führenden Weges, sind die Globigerinenschiefer nach dem Typus b) kalkig ausgebildet und nur schwer von den hangenden oberkretazischen Leimernschichten abzutrennen. Im Mürrenbach dürfte der kleine Aufschluss bei Q. 1130 noch zu den Globigerinenschiefern zu rechnen sein, während nur wenig oberhalb schon echte Leimernschichten folgen.

Eine weiter nördlich verlaufende Grenzlinie würde unsere Globigerinenschiefer in zwei Teile zerlegen, von denen der nördliche den Pectinitenschiefern der Niederhorn-Decke normalstratigraphisch aufliegt und nur Schiefer der Typen a) und b) enthält, während vom südlicheren Teil anzunehmen ist, dass er aus südlicheren Sedimentationsräumen stammt. Ihm gehören neben Globigerinenschiefern gröbere Breccien, Sandsteine und Lithothamnienbreccien an.

Diese Grenze legen wir im Südelbach am besten im Liegenden des Assilinengrünsandes unterhalb Südel. Von dort zieht sie sich schräg den Hang von Stachelegg hinauf nach Q. 1320 des Bächleins westlich Enzihütten. Ihr weiterer Verlauf im aufschlussarmen Gebiet von Ruchweid-Wagliseiboden ist schwer zu deuten. Die groben, fossilreichen Sandsteine des Bachs östlich Schneeberg (p. 54) sind wohl zur südlichen Globigerinenschiefer-Masse zu zählen, während die im Bärselbach und in dessen Nebenbach bei Schneebergli, sowie im Schöniseibach anstehenden Schiefer ausschliesslich den Typen a) und b) der nördlichen Globigerinenschiefer-Serie angehören.

Westlich Knubelsweidli, wo sich die Globigerinenschieferserie auf eine recht schmale Zone reduziert, fehlt die im Südelbach so mächtig entwickelte Serie überhaupt, und es sind hier weder Sandsteine noch Lithothamnienbreccien vorhanden. Diese Gesteine fehlen auch dem Gebiet östlich Hint. Schönisei, wo fleckige, globigerinenreiche tertiäre Kalke und Kalkschiefer auftreten, deren tektonische Stellung schwer zu deuten ist. Allem Anschein nach gehören auch sie zur nördlichen Globigerinenschiefer-Serie. In diesem Gebiet fallen die beiden beschriebenen Grenzen zusammen, und auf Globigerinenschiefer der Niederhorn-Decke folgen unmittelbar dunkle, mergelige „Wildfysch“-Schiefer mit Siltstein- und Oberkreide-Einschlüssen.

Tektonik der Schrattenfluh.

Die Niederhorn-Decke liegt im Gebiet der Schrattenfluh als einfache, normal-liegende Sedimentplatte über dem subalpinen Fysch. Ihr Kernstück wird von einer massigen Schrattenkalkplatte gebildet, die durch mannigfaltige Brüche zerstückelt ist. Diese Brüche setzen auch durch die hangenden Complanaten- und

Hohgantschichten hindurch. In den Globigerinenschiefern jedoch sind sie nicht mehr erkennbar. Die liegenden, plastischen Neocomschichten hingegen weisen an Stelle der Brüche flexurartige Verbiegungen auf. Die weichen Valenginienmergel haben der ausschliesslich aus Kreide und Eocaen aufgebauten Decke das Abgleiten vom zurückgebliebenen Jurakern ermöglicht.

In seiner „Geologie der Schrattenfluh“ hat R. SCHIDER von der Tektonik dieser Gegend eine ausgezeichnete Beschreibung gegeben. Da seine Untersuchungen besonders dem Studium der Durchbruchstäler der beiden Emmen gewidmet sind, hat er bei der Beschreibung der eigentlichen Schrattenfluh (Lit. 76, p. 23/24) auf eine ausführliche Darstellung der tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes verzichtet. Wir sind im folgenden bestrebt, diese Lücke auszufüllen (vgl. auch Tafel V und Fig. 5).

Die Verbiegungen im Schrattenkalk sind, beim Fehlen ausgesprochener Schichtflächen, im allgemeinen schwer zu erkennen. Die Brüche sind im Felde besonders bei grosser Sprunghöhe und dort gut erkennbar, wo die Complanatenschichten an den Schrattenkalk stossen. Dort können sie denn auch in allen Details aufgenommen werden (vgl. Fig. 7). Das Kartieren ist in solchen Gebieten, bei intensiver Bewachsung, recht langwierig. Der tatsächliche Verlauf der Brüche ist meistens schwer anzugeben. Oft geben dafür langgestreckte Dolinenreihen wertvolle Aufschlüsse, besonders dann, wenn die beiden Flügel des Bruches in der Doline selbst aufgeschlossen sind. Dies ist nicht selten der Fall, so z. B. südlich Silwängen.

Beidseitig von Schrattenkalk begrenzte Brüche bleiben dem Beobachter oft verborgen. Sie werden nur durch Dolinenreihen und durch Terrainkanten angedeutet. Die Terrainkanten treten bei stereoskopischer Betrachtung von Fliegeraufnahmen besonders gut hervor. Diese „photogeologische“ Erkennungsmethode erlaubte uns in Verbindung mit feldgeologischen Beobachtungen, eine viel grössere Anzahl von Brüchen zu erkennen, als R. SCHIDER in seiner geologischen Karte (Lit. 105) dargestellt hat. Ausserdem war es uns dank den ausgezeichneten, photographisch aufgenommenen, topographischen Unterlagen möglich, die beobachteten Brüche auf der Karte genau zu lokalisieren. Bei diesen Aufnahmen waren wir uns stets bewusst, dass wir mit den Brüchen eine Anzahl Klüfte und Transversalverschiebungen mitkartiert haben, deren Verschiebungsbetrag nur sehr gering ist.

Die pultförmig gegen SE abgedachte Platte der Schrattenfluh wird durch zwei von WSW nach ENE verlaufende Brüche in drei Teile zerlegt. Der nördliche dieser beiden Brüche, der Ax-Unterschlag-Bruch von SCHIDER (A—A in Fig. 5 und 6), kann nach H. HAUS (Lit. 39, p. 77ff.) mit der Hohgant-Verwerfung verbunden werden, die ihrerseits in der Sundlauenen-Verwerfung ihre westliche Fortsetzung findet. Sie schneidet von der eigentlichen Schrattenfluh den Abschnitt Ax-Küblisbühl ab. Dieser wird seinerseits gegen Süden durch die Küblisbühl-Verwerfung (B—B) begrenzt. Südlich dieser Verwerfung liegt das kleine Schrattenkalk-Eocaen-Paket von Schönisei, welches weiter im Südwesten bald unter den „exotischen“ Bildungen der Habkern-Mulde verschwindet.

In den folgenden Ausführungen werden wir zuerst die eigentliche Schrattenfluh und dann die südlich an die Ax-Unterschlag-Verwerfung anschliessenden Gebiete von Ax-Küblisbühl-Schönisei besprechen.

Die eigentliche Schrattenfluh

(nordwestlich des Ax-Unterschlag-Bruches).

R. SCHIDER hat in der i. A. mit 13—30° nach SE geneigten Platte der Schrattenfluh Verbiegungen feststellen können, so eine flexurartige Verbiegung südlich

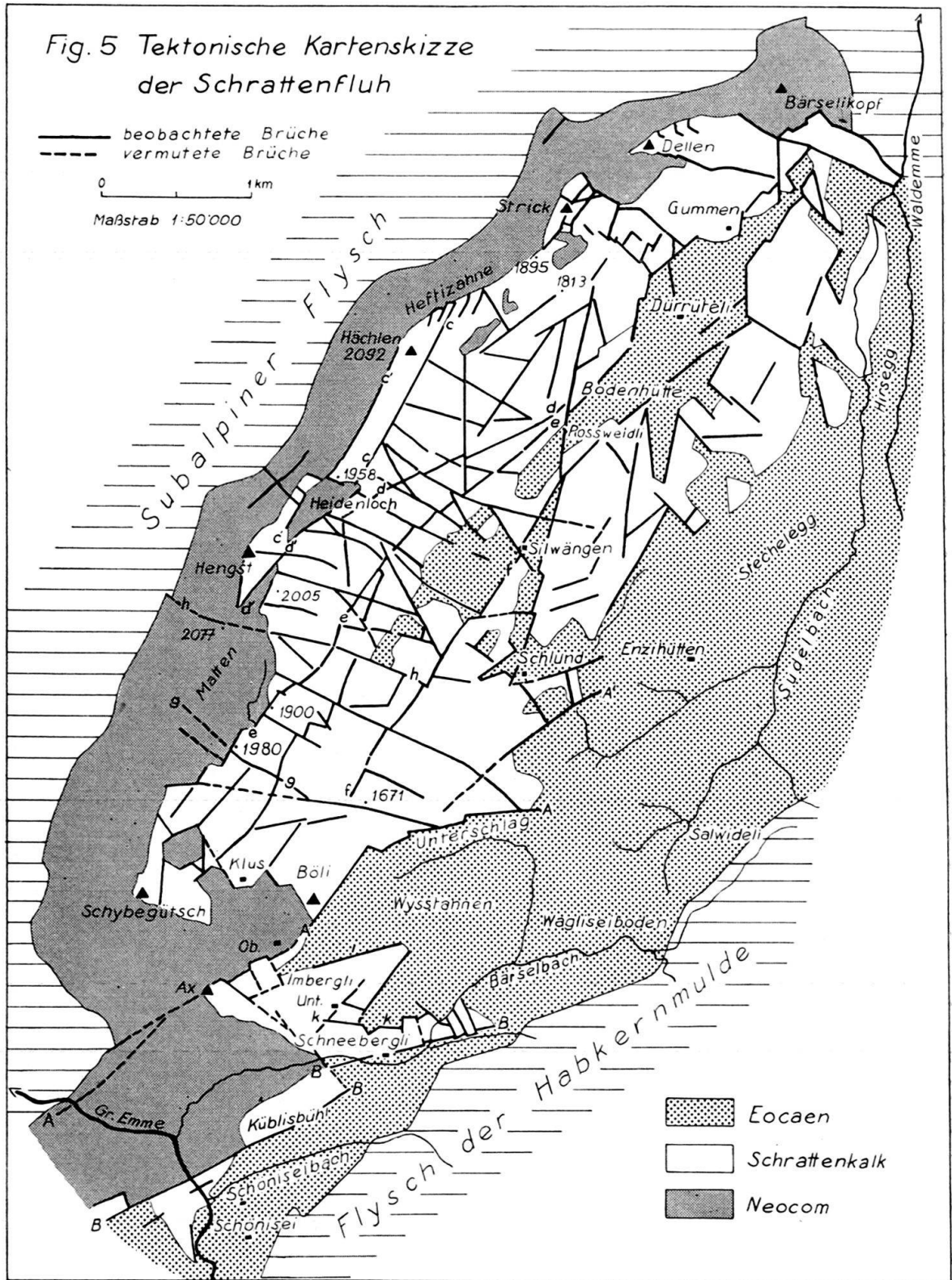


Fig. 5. A Ax-Unterschlag-Bruch, B Küblisbühl-Verwerfung, c—i kleine Verwerfungen (vgl. Text und Fig. 6).

des Grates Hengst-Strick und eine Mulde nördlich des Böli, an die im südlichen Teil des Böli, längs der Ax-Unterschlag-Verwerfung, ein Gewölbe anschliesst (vgl. Profile Fig. 6). Eine weitere Mulde finden wir im Gebiet des Bärselbachs, unterhalb Schneebergli. Auch auf diese folgt im Süden ein kleines Gewölbe, dessen Süd-schenkel von der Küblisbühl-Verwerfung (B) durchsetzt wird. Diese Verbiegungen sind, wie oben schon bemerkt wurde, besonders in den Neocom-Schichten deutlich festzustellen, während sie im starren Schrattenkalk durch Brüche vertreten werden, die wir am besten als Längsbrüche bezeichnen. Dabei haben die Brüche oft eine von den Verbiegungen schwach abweichende Streichrichtung.

Ein solcher Bruch (c in Fig. 5 und 6) streicht östlich der Hächlen mit $25-30^{\circ}$ E. Ein weiterer, dazu parallel verlaufender Bruch c' ist an der Begrenzung der Drusberg-schichten des Heidenlochs und der Schrattenkalk-Masse der Hächlen gegen NW massgebend beteiligt. Ein weiterer, zum Bruch c paralleler Bruchswarm tritt zwischen P. 2092 der Hächlen und P. 1895 gegen NE aus dem Schrattenkalk heraus und hilft an der Bildung der seltsam gezackten Heftizähne mit.

Die oben erwähnte flexurartige Verbiegung südöstlich des Grates Hengst-Strick, die mit $N 50^{\circ} E$ streicht, entspricht in ihrer Streichrichtung nahezu dem Bruch c, von dem sie nur um $10-25^{\circ}$ abweicht. Längs dieser antiklinalen Störung treten die Drusberg-schichten zwischen Strick und Hächlen in drei von Schrattenkalk umrahmten „Fenstern“ heraus. Sie sind hier, wie SCHIDER gezeigt hat (Lit. 76, Fig. 17, p. 23), flexurartig verbogen. In einem vierten solchen Erosions-„Fenster“, das SCHIDER südlich P. 2092 der Hächlen dargestellt hat, ist der Schrattenkalk zwar weit hinunter erodiert, doch sind die Drusberg-schichten nicht aufgeschlossen.

Im Streichen der „Drusberg-Fenster“ zwischen Hengst und Strick liegt im SW das „Halbfenster“ des Heidenlochs und dasjenige südlich des Hengst. Neben den Brüchen, die zu c parallel verlaufen, sind an diesen „Halbfenstern“ noch die Brüche (d) beteiligt, die vom Heidenloch gegen Bodenhütten hinunterstreichen. Dort vereinigt sich der südöstliche Ast derselben mit einem Längsbruch (e), der in seinem südwestlichen Teil an der Begrenzung der Drusberg-schichten von Matten gegen die Kalkplatte der Schrattenfluh beteiligt ist.

Westlich und nordwestlich Klus finden wir die Drusberg-schichten noch zweimal in „fensterartigen“ Vertiefungen aufgeschlossen. Auch hier treten sie vorwiegend vermittels Brüchen mit dem Schrattenkalk in Berührung. Das Heraus-treten der Drusberg-schichten ist teils durch flexurartiges Umbiegen der Schichten, teils durch ein schwaches Aufbiegen innerhalb der Mulde des Schybegütsch bedingt (vgl. Profil 5 in Fig. 6).

Die Mulde nördlich des Böli lässt sich in einer trogförmigen Depression nach NE bis Schlund verfolgen, ebenso das schon oben erwähnte, südlich anschliessende Gewölbe samt der Ax-Unterschlag-Verwerfung. Das Streichen dieser Verwerfung und der Mulde nördlich des Böli beträgt $N 45-50^{\circ} E$. Diese Streichrichtung stimmt mit derjenigen des Längsbruches e bei P. 1900 südlich Matten und des Bruches f südwestlich Silwängen überein. Dieser letztere tritt durch das Anstossen von Complanatenschichten an Schrattenkalk besonders deutlich in Erscheinung.

Weitere Systeme von Brüchen, die am besten als schräge Längsbrüche zu bezeichnen sind, finden wir südöstlich des Weges von Schlund nach Silwängen mit einem Streichen von $N 80^{\circ} E$. Diese Richtung entspricht derjenigen des östlichen Ausläufers der Ax-Unterschlag-Verwerfung, dessen Streichen $N 80^{\circ} E$ beträgt. Offenbar ist die abweichende Streichrichtung dieser Brüche durch Quer-brüche bedingt, wie sie zwischen Hengst und Schlund besonders häufig vor-kommen.

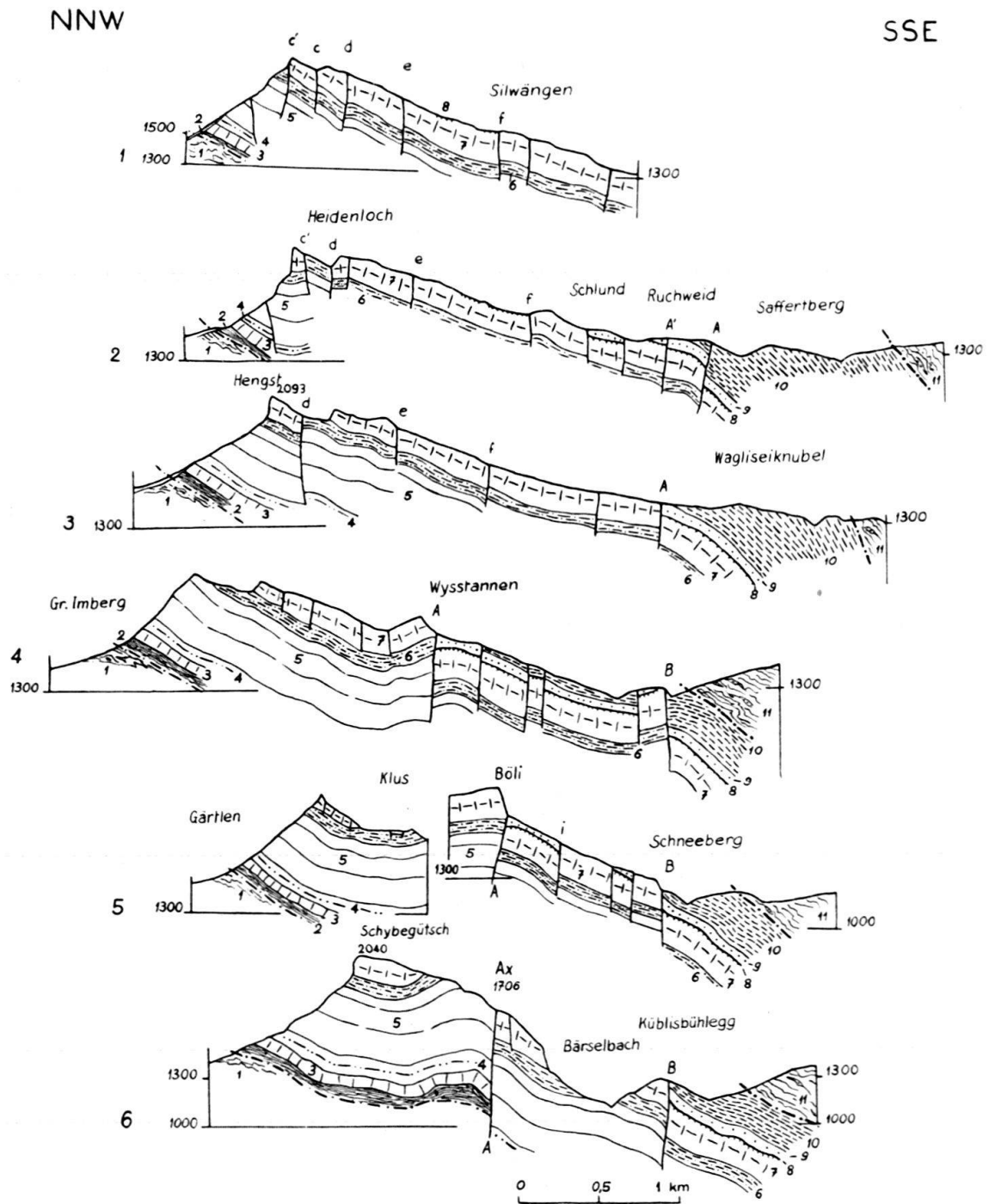


Fig. 6. Profilerie durch den östlichen Teil der Schratzenfluh. Maßstab 1 : 50000.
 1 Subalpiner Flysch, 2 Valanginienmergel, 3 Valanginienkalk, 4 Schiefer an der Kieselkalkbasis, 5 Kieselkalk, 6 Drusbergschichten, 7 Schratzenkalk, 8 Complanatenschichten, 9 Hohgantsandstein, 10 Globigerinenschiefer (Globigerinenschiefer der Niederhorn-Decke und Südelbach-Serie), 11 Flysch der Habkern-Mulde. A = Ax-Unterschlag-Verwerfung, B = Küblisbühl-Verwerfung, c—i = kleine Verwerfungen vgl. Text und Fig. 5).

Diese NNW—SSE verlaufenden Querbrüche stören den geradlinigen Verlauf der Längsbrüche vielfach und sind daher als jünger als die letzteren zu betrachten. Von Querbrüchen zerstückelt sind namentlich die Längsbrüche bei P. 1900 bei Matten (e), südwestlich Silwängen (f) und die Ax-Unterschlag-Verwerfung (A—A).

Während die Längsbrüche ihre Entstehung wohl Zugwirkungen beim Gleiten der Decke verdanken, sind die Querbrüche, deren Sprunghöhe i. A. viel geringer ist, als Streckungsbrüche zu betrachten. Sie zerlegen die Schrattenkalkplatte in einzelne schmale Platten, die gegenseitig verstellt, mehr oder weniger weit gegen NW vorgebrandet sind. Das Streichen der Querbrüche, welche diese Platten begrenzen, beträgt i. A. etwa N 70° W. Es weicht aber besonders an den Enden der Platten von dieser Richtung ab.

Ein grosser Querbruch (g) streicht von P. 1980 bei Matten mit N 40° W durch die Schrattenkalkplatte hinunter und verschmilzt etwa bei Q. 1750 mit einem mehr von Westen her, mit N 80° W streichenden, schrägen Längsbruch. Er bildet in der Nähe des Weges, der von Schlund nach Klus führt, eine scharfe Terrainkante von ca. 30 m Höhe. Zwischen P. 1980 und P. 1671 ist dieser Bruch von einer Dolinenreihe und einem Schuttstreifen begleitet. Bei Unterschlag dürfte er die Richtung des schon erwähnten Ausläufers der Ax-Unterschlag-Verwerfung beeinflussen, der hier N 80° E streicht.

Bei P. 2077 im nördlichen Teil von Matten finden wir einen recht markanten Bruch (h), dessen Sprunghöhe 20 m überschreiten dürfte. Er streicht mit etwa N 80° W und verwirft Drusbergschichten gegen oberen Kieselkalk. Weiter im Westen begrenzt er das Complanatenschichten-Paket von Silwängen gegen SW und streicht dann mit ca. N 55° W in den Schrattenkalk hinein. Er findet wohl südlich Schlund in gleich gerichteten Klüften eine Fortsetzung. Weitere, nahezu parallel zu diesem Bruch verlaufende Verwerfungen durchsetzen südwestlich Silwängen die Complanatenschichten.

Die Richtung des Querbruchs, den SCHIDER von P. 1958 beim Heidenloch bogenförmig gegen das Rossweidli (Lit. 105) hinuntergezogen hat, stimmt in seinem nordwestlichen Teil im Streichen mit den Richtungen der oben erwähnten Querbrüche überein. Sein Umbiegen in einen Längsbruch entspricht jedoch nicht den Tatsachen. Östlich P. 1958 ist wohl weniger dieser Querbruch als der Längsbruch c' an der Verstellung zwischen Hengst und Hächlen schuld. Nördlich Bruch c' fehlt der Schrattenkalk im Gebiet der Hächlen durch Erosion (vgl. Fig. 6, Profil 1).

Das Gebiet von Ax-Küblisbühl-Schönisei.

Die Ax-Unterschlag-Verwerfung (A—A) schneidet das steil gegen SW einfallende Schichtpaket von Imbergli-Wysstannen von der Aufwölbung Böli-Unterschlag ab. Die Sprunghöhe dieser Verwerfung beträgt beim Ax an die 300 m. Weiter nordöstlich nimmt sie rasch ab, und beim Böli erreicht sie nur noch ca. 120 m. Die Abnahme der Sprunghöhe dieser Verwerfung kann einerseits durch Verminderung der Scheitelhöhe des Böligewölbes gegen NE, verbunden mit einer allgemeinen Verflachung des ganzen Schichtpaketes der Schrattenfluh bedingt sein, andererseits durch das im NE zahlenmässig kräftige Anwachsen sekundärer Brüche, die wir aber in den aufschlussarmen, lithologisch gleichförmigen Eocaengebieten von Wysstannen-Wagliseiknubel kartographisch nicht festlegen können.

Die Ax-Verwerfung ist vom Ax bis ins Gebiet nördlich Wysstannen von jüngeren Querbrüchen durchsetzt (vgl. Tafel V), die ihr einen unregelmässigen Verlauf geben. Sie streichen in dieser Gegend mit N 40—45° W. Nördlich Ob.

Wysstannen biegt ein Ausläufer der Ax-Verwerfung, wie oben (p. 46) erwähnt, wohl unter dem Einfluss von Querbrüchen in die W—E-Richtung um. Ein anderer Ausläufer der Verwerfung (A') behält die alte Streichrichtung bei und streicht gegen Enzihütten hin weiter. Nahezu parallel zur Ax-Unterschlag-Verwerfung streicht auf Q. 1500 nördlich Unt. Imbergli mit N 65° E ein Bruch (i), der in Dolinen feststellbar ist. Er trennt den bewaldeten Schrattenkalk von der weiter oben liegenden Weidezone in den Pectinitenschiefern ab. Ein ähnlicher Bruch (k) mit W—E-Streichen bedingt die Weidezone bei Unt. Imbergli. In Fig. 5 ist dargestellt, wie dieser Bruch durch Querverwerfungen mannigfach zerhackt ist.

Die zwischen Ax- und Küblisbühl-Verwerfung gelegene Scholle zeigt im Gebiet des Untern Bärselbachs eine leichte, muldenartige Verbiegung (Profil 6 in Fig. 6). Hier sind im steilen Waldgebiet die Brüche nur schwer feststellbar, doch dürften sie stets an der Bildung der Flühe und Steilwände beteiligt sein.

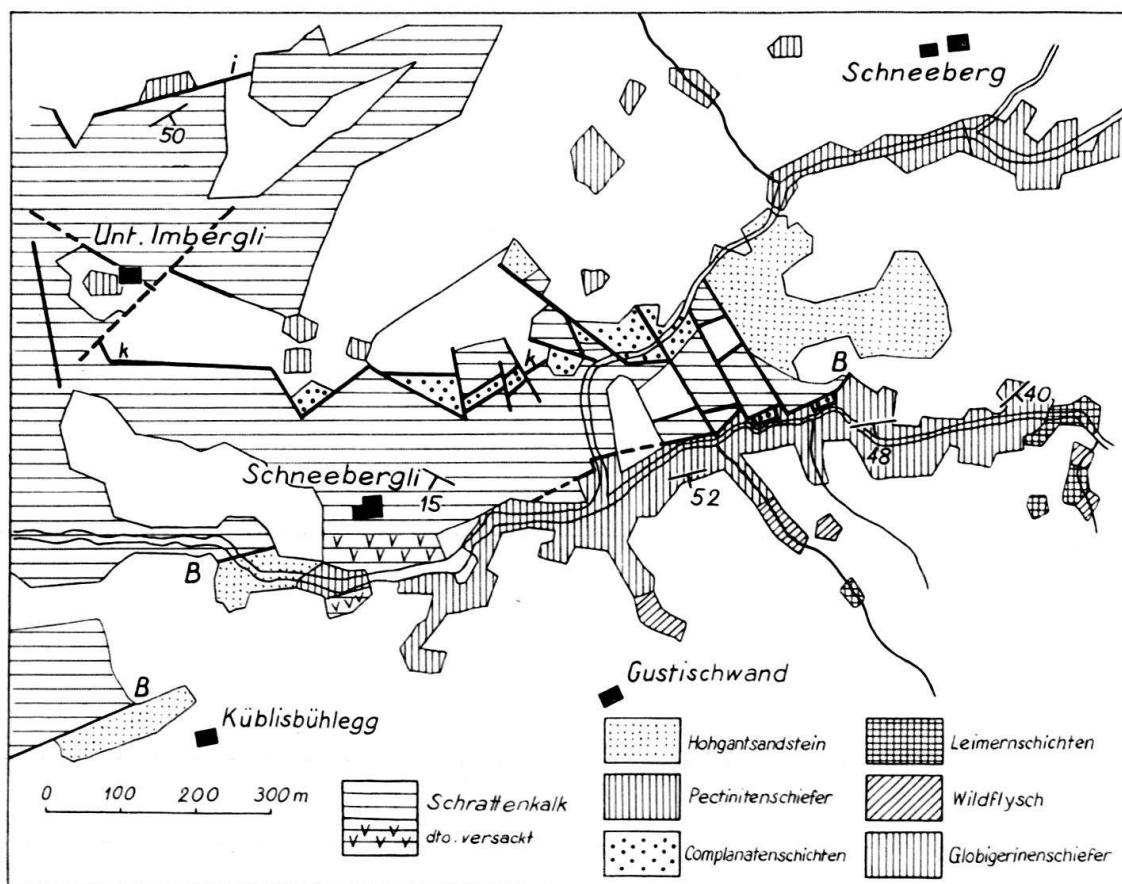


Fig. 7. Geologische Kartenskizze der Gegend von Schneebergli. Maßstab 1 : 12500.

Die Küblisbühl-Verwerfung (B—B) ist am besten in der Grossen Emme nord-östlich Hint. Hübeli aufgeschlossen. An den steilen Wänden der Klamm lassen sich hier alle Erscheinungen, die im Querschnitt eines grossen Längsbruches auftreten können, verfolgen (vgl. Fig. 3). Wie dieser Querschnitt zeigt, ist die Küblisbühl-Verwerfung, deren Sprunghöhe ca. 140 m beträgt, von flexurartigen Verbiegungen begleitet.

Während SCHIDER in seiner Karte die Küblisbühl-Verwerfung als gebogene Linie hinter dem Hügel von Küblisbühl durch den Bärselbach und zu dessen Nebenbächen östlich Schneebergli gezogen hat, um ihr dort einen merkwürdigen, zick-

zackförmigen Verlauf zu geben, konnten wir sie nur bis 100 m nordwestlich Küblisbühlegg verfolgen (Tafel V). Es ist jedoch anzunehmen, dass sie dort durch eine Querstörung nach Norden verschoben ist. Denn wir finden bei Q. 1160 des Bärselbachs einen Bruch, der gegen E weiterzieht und gleiches Streichen und gleiche Sprunghöhe aufweist. Ein Anzeichen für eine Querstörung haben wir im anomalen Kontakt von Schrattenskalk und Drusbergschichten bei Q. 1170 des Weges von Schneebergli nach Kemmeriboden. Es dürfte sich um die Fortsetzung des ersten Querbruches östlich des Ax handeln.

Südlich Schneebergli ist die Verwerfung B—B durch gesackten Schrattenskalk verdeckt (vgl. Fig. 7). Eine Klippe von Schrattenskalk, die südlich des Baches auf Pectinitenschiefern liegt, lässt die Sackungsnatur dieser Masse deutlich erkennen. R. SCHIDER hat diese Sackungs-Klippe auf seiner Karte, als tektonisch bedingt, rings durch Brüche umfahren.

Östlich Schneebergli ist der Bruch B—B in einem linken Nebenbach des Bärselbachs gut aufgeschlossen (Fig. 7). Er ist hier durch zahlreiche Querbrüche zerhackt. Da er den Schrattenskalk gegen weiche Globigerinenschiefer verwirft, sind hier die tektonischen Verhältnisse besonders deutlich sichtbar; denn die einzelnen Schrattenskalkschollen sind durch die raschere Erosion des Baches in den Globigerinenschiefern herauspräpariert.

Dass hier sekundäre Längsbrüche vorkommen, zeigen schmale Schrattenskalklamellen, die ein Dach von Complanatenschichten tragen. Sie liegen tiefer als die grösseren Schollen. Diese tiefere Lage deutet auf Zugwirkung beim Abgleiten der Decke hin, unter welcher beim Zurückbleiben der südlichen Schrattenskalkscholle die Lamellen in die entstehenden Klüfte hinein gesunken sein dürften. Die in diesen Gebieten auftretenden Bruchflächen fallen vorwiegend senkrecht, doch können auch Abweichungen bis 45° beobachtet werden.

DAS EOCAEN DES BRIENZERGRATES.

Die Nordseite des Brienzergates (Wildhorn—Drusberg-Decke) wird vor allem durch Wangschichten gebildet, deren Verwitterungsschutt den grössten Teil des nördlich anschliessenden Eocaens bedeckt. Die einzigen Aufschlüsse in diesem Eocaen liegen zwischen P. 1644 südlich des Hundsknubels und der Gegend von Arnibergegg.

Trotzdem der Brienzergat nicht mehr zu unserm Untersuchungsgebiet gehört, wollen wir diese Vorkommen hier kurz beschreiben, um sie später von den Gesteinen der Habkern-Mulde abtrennen zu können.

Das Eocaen der Brienzergat-Kette ist nordöstlich anschliessend von D. STAEGER (Lit. 82) und östlich unseres Gebietes von P. BECK (Lit. 9, p. 33) und von L. VONDERSCHMITT (Lit. 98, p. 7—10) beschrieben worden. Ihre Resultate sind in Tabelle a mit den unsrigen verglichen.

Nummuliten-Lithothamnienkalk. Die einzigen in unserm Untersuchungsgebiet anstehenden Nummuliten-Lithothamnienkalke finden wir als kleinen Aufschluss am Grat südöstlich Arnibergegg, auf Q. 1760 des Weges zum Wannepass als 2—3 m mächtige, helle, von weitem sichtbare Bank, die links und rechts des Aufschlusses unter dem Schutt untertaucht. Sie transgredieren über sandige Wangschichten mit grossen, glaukonitreichen Phosphatknollen. Im Dünnschliff zeigt der Nummulitenkalk neben spärlichen, eckigen Quarzkörnern aufgearbeitete Sedimentreste; 30—40% Lithothamnien; Rotaliden, Nummuliten (vorwiegend