

Flyschzone

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **49 (1956)**

Heft 2

PDF erstellt am: **24.09.2024**

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.

Gemessen am Ausmass der Transgressionen müssen wir für das Helvetikum verschiedene, kräftige eozäne Bewegungen annehmen. Wir werden später nochmals darauf zu sprechen kommen.

Flyschzone

GLIEDERUNG DER FLYSCHZONE

Aus der umfangreichen Geschichte der Erforschung der zentralschweizerischen Flyschmassen, vor allem der Habkern–Schlierenmulde, greifen wir nur die letzten, für unser Gebiet wichtigen Abschnitte heraus. Im übrigen verweisen wir auf die ausführliche Darstellung des gesamten Fragenkomplexes durch P. SODER (1949, p. 69 ff.).

In älteren Arbeiten wurde durchwegs die Ansicht vertreten, die Gesteine der Habkern–Schlierenmulde bildeten eine durchgehende Serie aus den turonen Leimernkalken in die eozänen Schlierensandsteine. Bei einem neuen Versuch, die Flyschmassen zu gliedern, trennte W. LEUPOLD (1942) den Wildflysch als besonderes tektonisches Stockwerk vom hangenden Schlierenflysch ab, ohne jedoch Fossilbelege für die Altersstellung zu geben. Wenig später gelang es L. VONDER-SCHMITT und H. SCHAUB (1943) in der Schlattrübi bei Alpnach die Abtrennung definitiv nachzuweisen. Sie konnten sich dabei auf Beobachtungen von A. BUXTORF (1943) stützen, der im Schlierli bei Alpnach ein Transgressionskonglomerat von priabonen Schiefen auf oberkretazische Leimernschichten gefunden hatte. Sie konnten ferner zeigen, dass ein Teil des als Einheit aufgefassten Wildflysches gestörter Basaler Schlierenflysch ist und somit einer höheren tektonischen Abteilung angehört.

Der Schlierenflysch konnte lithologisch und paläontologisch unterteilt werden¹⁰). Die Serie beginnt im Normalprofil der Grossen Schlieren mit plattigen Sandstein- und Kalkbänken mit Mergelzwischenlagen. Die darin enthaltenen Globotruncanen und Miscellaneen weisen auf oberste Kreide. Der nächste Abschnitt, eine kompakte Sandsteinserie (Gubersandstein), ist durch das Auftreten von *Discocyclina seunesi* DOUVILLÉ als Paleozän definiert. Darüber folgt eine gleichmässige Wechsellagerung von Sandsteinen und Mergeln (Schonisandstein) mit radiaten Nummuliten. Im obersten Teil überwiegen wiederum die Mergel (oberer Schlierensandstein). Hier treten erstmals granulierten Nummuliten auf. Die beiden letzten Abschnitte werden auf Grund ihrer Fauna ins Yprésien gestellt. Während die Fortsetzung nach oben fehlt, sind an anderen Orten (Sattelpass, Rothbach) noch tiefere, dem Maestrichtien zuzuordnende Flyschvorkommen aufgeschlossen.

Unter der Aufschiebungsfläche des Schlierenflysches liegt eine obereozäne Wildflyschserie, die lithologisch ebenfalls weitergegliedert werden konnte. Der obere Teil besteht aus graubraunen Globigerinenmergeln mit Quarzit- und Lithothamnienkalklinsen. Im mittleren Abschnitt treten graue, glimmerhaltige Mergel mit Sandsteinbänken auf. Darunter folgt der eigentliche, typische Wildflysch mit

¹⁰) Zur Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysch vgl. H. SCHAUB, 1951 a und b, sowie L. VONDER-SCHMITT und H. SCHAUB, 1943 und 1951.

Leimerneinschlüssen. Der Kontakt mit den unterlagernden helvetischen Stadschiefern ist hier nicht aufgeschlossen.

Zu einer ähnlichen Gliederung kam F. BENTZ (1948) für die Sachsler Flyschmulde. Er unterscheidet Wildflysch im Liegenden, Sandsteine und Fleckenmergel im Hangenden.

In der Folge wurde die obereozäne Flyschserie von P. SODER (1949) und W. GIGON (1952) als Habkernzone bezeichnet. Im Gegensatz zu den besprochenen Obwaldner Vorkommen, bildet der Wildflysch zwischen Sörenberg und Habkern als oberste Abteilung die Unterlage des Schlierenflysches, während die stadschieferähnlichen Globigerinenmergel direkt auf das Eozän der Randkette überschoben sind.

Ein drittes Wildflyschstockwerk «auf dem Rücken der Schlierenserie, verfaltet und verschuppt mit den Klippen», hatte L. VONDERSCHMITT schon 1923 erwähnt und dabei auf die nahe Verwandtschaft mit dem obereozänen Flysch der Habkernzone hingewiesen. Nach seinen Ausführungen an der Flyschtagung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft 1946 ergab sich folgende Gliederung der zentral-schweizerischen Flyschmassen:

3. Wildflysch, überschoben mit den Klippen,
2. Schlierenflysch,
1. Wildflysch der Habkernzone.

Es war Teil unserer Aufgabe, zu prüfen, ob diese Gliederung in der Unterlage der Klippen am Vierwaldstättersee ebenfalls vorhanden sei. Wie wir einleitend dargelegt haben, war die trennende Flyschzone für die Bearbeiter der Klippen und des Helvetikums nur ein Randgebiet, dem sie wenig Beachtung schenkten. Dem entsprechend beschränkten sich die Angaben auf allgemeine, lithologische Beschreibungen der auffallendsten Vorkommen, die alle als Wildflysch angesehen wurden. Einzig R. MÄRKY (1926) schied den Aufschluss Mösli im Lielibach (Fig. 2, p. 426) als Niesenflysch aus. Von allen Autoren wurde auf die hauptsächlich tektonisch bedingten Schwierigkeiten hingewiesen. Die vorwiegend weiche, topographisch durch steile Sumpfwiesen ausgezeichnete Flyschzone, ist nur schlecht aufgeschlossen. Neben der Vegetationsdecke verhindern die gewaltigen Bergsturz- und Gehängeschuttmassen längs der Klippenbasis den Zugang zum anstehenden Gestein. Die stratigraphische Interpretation der vorhandenen Aufschlüsse ist infolge intensiver Verschuppung der Flyschzone mit dem unterlagernden Helvetikum oft ungewiss, vor allem wenn durch tektonische Beanspruchung der Charakter der Gesteinsserie verändert wurde.

In diesem Zusammenhang einige Bemerkungen zum Begriff Wildflysch. F. J. KAUFMANN führte in 1886 ein für:

«dunkelgraue bis schwarze, weiche glänzende Schiefer, oft krummschalig und voll gestreifter Reibungsspiegel, wechseln mit Sandsteinen (gewöhnlich Macigno), zuweilen auch Konglomerat. Nicht selten sind Stadschiefer, Fucoidenschiefer und leimernartige Schiefer eingelagert, auch grünsandige Nummulitenkalke, Granitbreccien usw. Die Schichten sind häufig und in merkwürdigster Weise gefältelt, geknickt und zerissen, die Sandsteine quergespalten, die Stücke auseinander gezerrt, gerieben und mehr oder weniger vom Schiefer umwickelt.»

Wir haben bei der Besprechung der Amdenerschichten darauf hingewiesen, dass sie in gestörtem Zustand Wildflysch ähnlich aussehen können. Vermehrt ist dies

bei tektonisch beanspruchtem Flysch der beiden höheren Stockwerke (Schlierenflysch und Flysch der Klippenunterlage) der Fall, weil diese dem Wildflysch facieell sehr nahe stehen. Da die spärliche Foraminiferenfauna der vorwiegend klassischen Bestandteile aller drei Flyscharten durch Rekristallisation oft verwischt wurde, ist eine paläontologische Abtrennung vielfach nicht mehr möglich. Ein sicheres Indiz für Wildflysch ist das Auftreten exotischer Einschlüsse. Ihr Fehlen darf aber nicht als Gegenbeweis gewertet werden, da nach unseren Beobachtungen im Untersuchungsgebiet die fremden Komponenten im Wildflysch (besonders der Habkerngranit) eher selten sind.

Die in KAUFMANN'S Definition enthaltene Mischung von tektonischen und facieellen Merkmalen kann also leicht zu Verwirrungen Anlass geben. J. CADISCH (1953) schlägt deshalb eine neue Fassung des Begriffes vor und betrachtet den Wildflysch als:

«kretazisch bis tertiäre Gesteinsvergesellschaftung orogener Facies, die aus einem mergelig bis tonigen Grundgestein besteht, welchem meist Bänke kalkigen, sandigen oder quarzitisches Materiales sowie Gerölle aller Art eingelagert sind.»

Nach dieser Auffassung wäre die gesamte Habkernzone als Wildflysch zu bezeichnen. Im Gegensatz dazu rechnen F. BENTZ (1948) und W. GIGON (1952) nur die dunklen und gequälten Schiefer mit verschiedenartigen Einschlüssen zum Wildflysch s. str. Der komplexen Lagerungsverhältnisse wegen konnten wir die Unterteilung der Habkernzone in unserem Untersuchungsgebiet nicht durchführen. Um nun nicht immer vom Flysch der Habkernzone im allgemeinen reden zu müssen, ziehen wir vorläufig die Bezeichnung Wildflysch vor.

Für uns ergibt sich somit folgende Gliederung der Flyschzone zwischen Helvetikum und Klippendecke:

3. Flysch der Klippenunterlage,
2. Basaler Schlierenflysch,
1. Flysch der Habkernzone (Wildflysch s. l.).

An Hand einiger Profile und Detailkarten zeigen wir zuerst die Verbreitung und den Aufbau der verschuppten Flyschzone und besprechen anschliessend die lithologische Zusammensetzung der drei unterscheidbaren Flyschstufen. In einem dritten Kapitel wird die tektonische Stellung dieser Einheiten diskutiert.

VERBREITUNG UND AUFBAU

Bei der nachfolgenden Beschreibung der Verbreitung und des Aufbaues der Flyschzone halten wir uns ebenfalls an die Reihenfolge der für das Helvetikum gegebenen tektonischen Übersicht (vgl. p. 411–412), d. h. wir gehen von N nach S, von den tieferen in die höheren Falten. Wie aus der tektonischen Karte (Tafel I) ersichtlich ist, ergibt sich daraus auch eine Abfolge von NE nach SW.

Wir beginnen im Lielibach (Fig. 2, p. 426) in der verschuppten Stirn der Falte I. Die Schuppenzone der Falte II ist am schönsten im Bleikiwald (Fig. 3 und 4, p. 428–429) aufgeschlossen. Im Buoholzbachgebiet (Fig. 5, p. 432) und im unteren Steinibach-Flühligaben (Fig. 6, p. 434) macht sich der Einfluss der helvetischen Stirnschuppe auf die Flyschzone bemerkbar. Dazwischen erwähnen wir kurz die tektonisch höhergelegenen Vorkommen zwischen Staffel und Bär-

fallen. Eingehender wird die Schuppenzone in der Stirn und auf dem Rücken von Falte III im Eggwaldgebiet und im oberen Steinibach (Fig. 7, p. 435) beschrieben. Anschliessend werden die Aufschlüsse an der Klippenbasis SE und SW von Stans behandelt.

Einleitend haben wir dargelegt, dass in unserem Untersuchungsgebiet drei Flyscheinheiten unterschieden werden können. Die beiden unteren, der ober-eozäne Wildflysch der Habkernzone und der Basale Schlierenflysch sind mit dem Helvetikum verfaltet und verschuppt. Die oberste Abteilung, der ebenfalls ober-eozäne Flysch der Klippenunterlage, liegt diskordant darüber. Sie ist mit den Klippen aufgeschoben worden. Für alle lithologischen und paläontologischen Einzelheiten verweisen wir auf die entsprechenden Kapitel im folgenden Abschnitt (Lithologie und Mikropaläontologie).

Lielibach bei Beckenried (Falte I)

Die intensive Verschuppung des Helvetikums mit der überschobenen Flyschzone ist in der tiefen, jungen Erosionsschlucht des Lielibaches oberhalb Beckenried besonders schön sichtbar. Vor allem die steilen, stark versackten Bachhänge zeigen zahlreiche Aufschlüsse in Anrissen und Runsen. Um das Nachrutschen der Seitenwände und die damit verbundene gewaltige Geröllschüttung des Baches zu unterbinden, wurde die Sohle auf weite Strecken treppenförmig verbaut. Die noch offenen Partien sind meist nicht zugänglich.

Der untere Teil des Baches (bis zum Wasserfall K. 620, rechts aussen in Fig. 2) wird von der westlichen Fortsetzung der von FICHTER beschriebenen helvetischen Schuppenzone des Ischenwaldes gebildet. Es handelt sich um eozäne Globigerinenmergel mit repetierten Grünsand- und Quarzsandsteinbänken.

Im anschliessenden Profilabschnitt treten starke Hangversackungen auf, die aber nicht zu einem Zerfall der Schichtserien geführt haben, sondern uns erlauben, das in Figur 2 gegebene Profil aufzunehmen. Die einzelnen Bachrunsen (mit a-h bezeichnet) zeigen durchweg analogen Aufbau, nur sind die verschiedenen Horizonte durch die erwähnten Sackungen im Schichtverband gegeneinander verstellt worden. Wir verzichten deshalb auf Profilbeschreibungen und besprechen die stratigraphischen Einheiten gesondert.

1. Amdenerschichten: Sie treten in mehreren, verschieden mächtigen Schuppen auf. Die grauen, feingeschichteten Mergel sind im allgemeinen ruhig gelagert. In Störungszonen zeigen sie intensive Fältelung. Die eingelagerten Siltbänke wurden dabei zerbrochen, teilweise brecciert und vereinzelt zu Ölquarziten umgeprägt.

2. Eozäne Globigerinenmergel: In unserer Darstellung umfassen sie Stadschiefer p.p. und Pectinitenschiefer p.p.

In den Runsen d-f handelt es sich um hellgraue, fleckige Mergel, vergleichbar den Stadschiefern. In der Bachsohle zwischen g und h treten daneben auch stärker sand- und glaukonithaltige Mergel auf, die als Pectinitenschiefer bezeichnet werden können. Ebenso fanden wir in diesem Aufschluss mehrere mitgerissene Bänke von Grünsanden und Quarzsandsteinen.

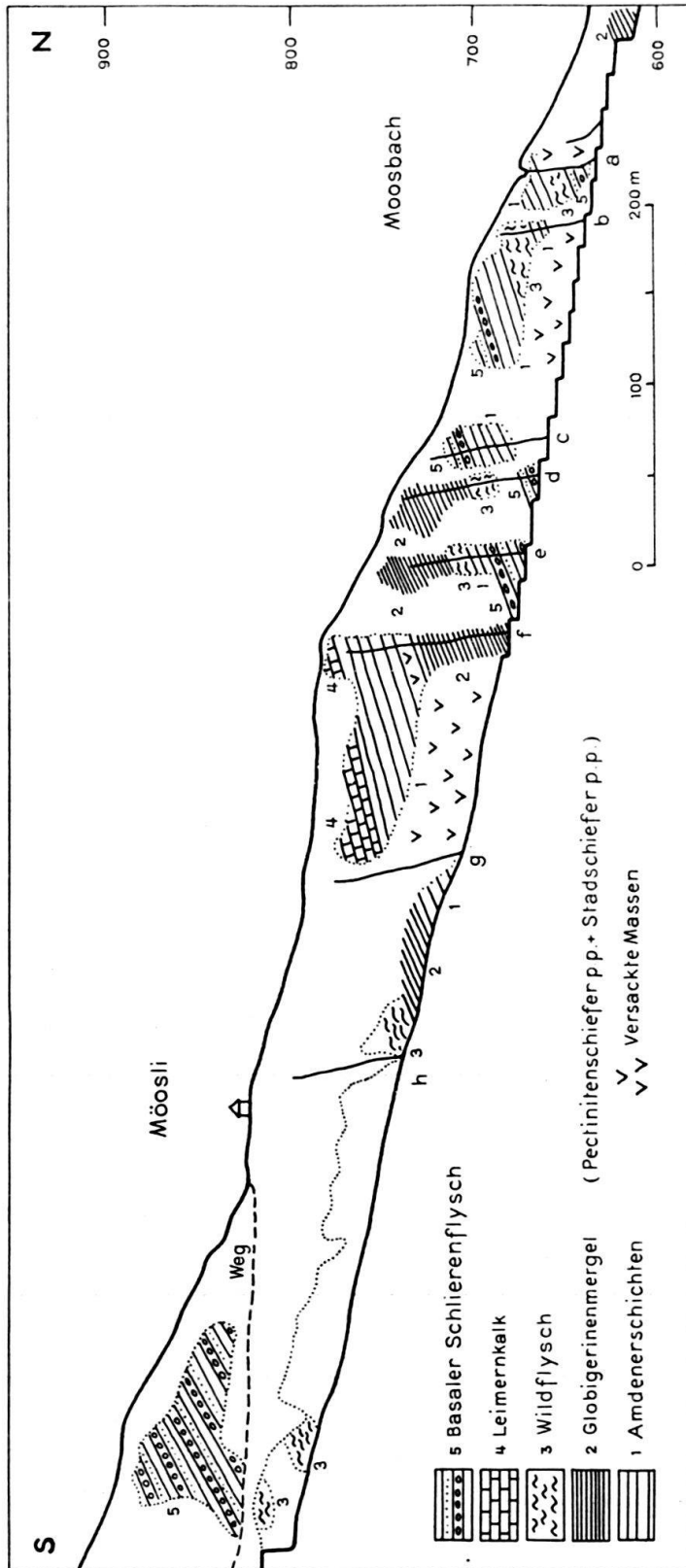


Fig. 2. Detailprofil des unteren Lielibaches

3. Wildflysch: Hellgraue, braune und grünliche, sandige Mergel, verfaltet und verknetet mit schwarzen, glänzenden Schiefen. Darin enthalten sind Phacoide von grünlichen polygenen Konglomeraten in grauen, quarzreichen Sandstein übergehend, ferner glimmerhaltige Silte, fettig glänzende Ölquarzite, graubraune, umkristallisierte Kalke und grünliche Leimernkalke.

4. Im breiten Hanganriss zwischen f und g folgen Leimernkalke, die hier bis 20 m mächtig werden und deshalb gesondert eingezeichnet wurden. Sie stehen nirgends im Kontakt mit dem Flysch, dürften aber, wie die kleineren Vorkommen von Leimern, zum Wildflysch gehören.

Die Kalke sind an der Basis stark calcitisiert und mit den unterlagernden Amdenermergeln verknetet. Die Fortsetzung nach oben ist durch Moränenschutt bedeckt. Ein analoges Vorkommen fanden wir auch im Bleikiwald (vgl. Profil 2, Nr. 8, p. 430).

5. Basaler Schlierenflysch: Wir fanden ihn in zwei verschiedenen Schuppen. Die unteren Aufschlüsse in den Runsen b bis e zeigen starke tektonische Beanspruchung. Die dunkelgrauen bis schwarzen Mergel sind geschiefert und enthalten verfaltete Bänke von polygenen Breccien und feinspätigen Kalken, ebenso Phacoide der gleichen Gesteine. Diese Ausbildungsart kann oft nicht scharf vom Wildflysch abgetrennt werden.

Das obere Vorkommen ist erreichbar auf dem Weg, der von der Scheune Mösli ins Lielibachtobel führt. In einer rund 50 m hohen Felswand ist hier eine verkehrt gelagerte Serie aufgeschlossen. Schlecht sortierte polygene Breccien und Konglomerate mit bis zu faustgrossen Geröllen an der Basis, gehen in raschem Wechsel in glimmerhaltige, graue Sandsteine und Silte über. Die Zyklen werden meist durch hellgraue Fucoidenschiefer abgeschlossen, seltener beobachteten wir graue, dichte Kalke, die als Albarese zu bezeichnen sind. Die klastischen Komponenten bilden ein buntes Gemisch, bestehend aus dichten hellen und dunkleren spätigen Kalken, orangegebläut verwitterten Dolomiten, Ölquarziten, Hornsteinen, Graniten und kristallinen Schiefen.

Dem Weg folgend, fanden wir die gleiche Serie in normaler Lagerung auf K. 890 und K. 900 (Brücke über dem Bach) in kleinen, isolierten Aufschlüssen.

Bleikiwald S Emmetten (Falte II)

Am schönsten aufgeschlossen ist die komplizierte Auflagerung des Flysches auf das Helvetikum im W-Hang des oberen Kohltales. Das Gebiet ist dargestellt auf Figur 3 und 4. Die Bachprofile laufen E–W im generellen Streichen des Helvetikums. Da die Verschuppung von S nach N erfolgte, sind die Schuppen im Streichen geschnitten, sie liegen übereinander.

Im N (W von Gorneren) steht in mehreren kleinen Bächen normalgelagerter Basaler Schlierenflysch an, in der gleichen Ausbildung wie bei Mösli im Lielibach (vgl. p. 427). Im Gegensatz zu jenen Vorkommen liegt er hier direkt auf stark ausgewalzten eozänen Globigerinenmergeln. Weiter im S, in den Bächen des Bleikiwaldes (Fig. 4, Profile 1–3), wird der Basale Schlierenflysch nicht mehr angetroffen. Wir vermuten, dass die Schuppe in dieser Richtung auskeilt.

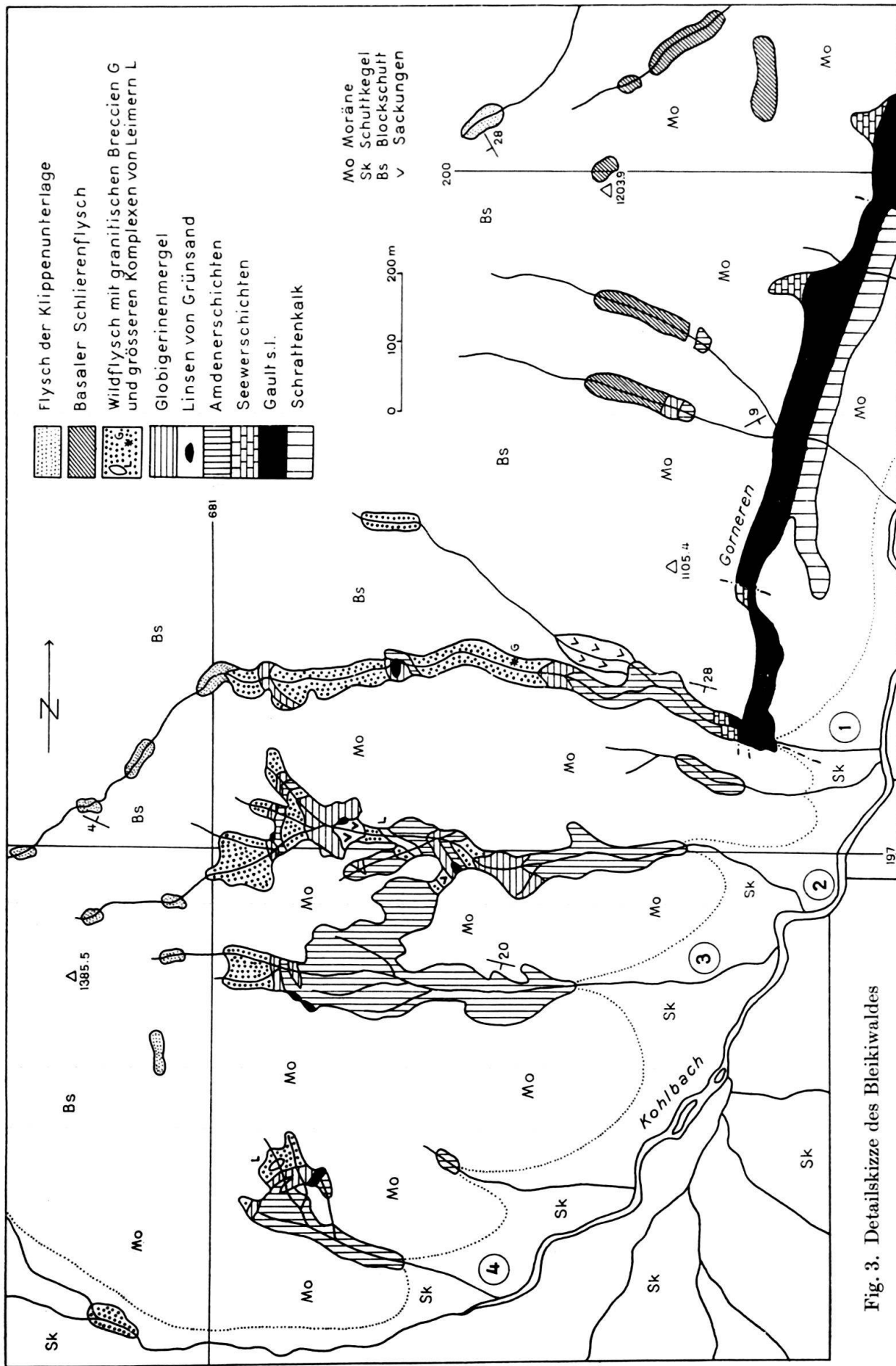
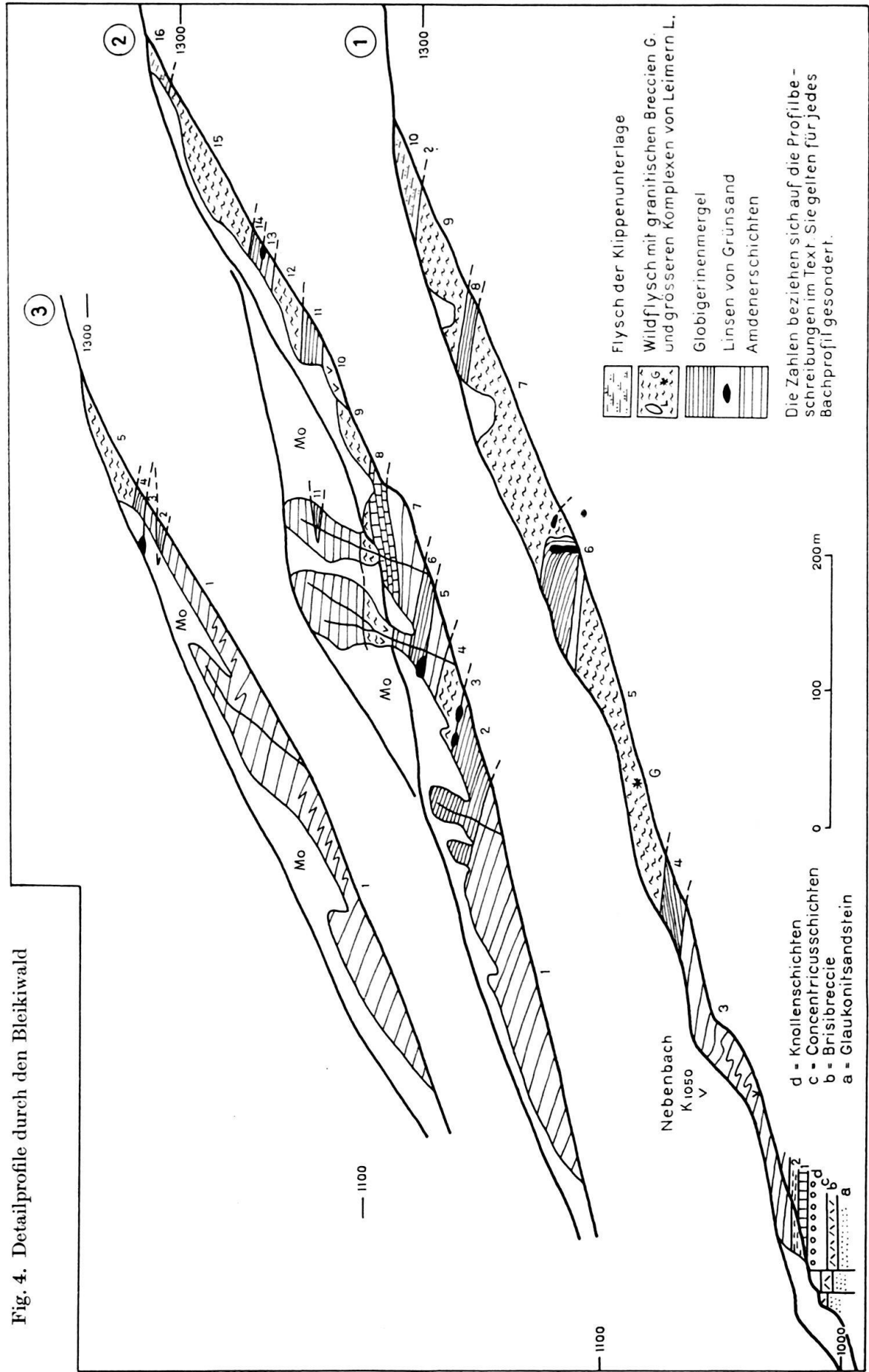


Fig. 3. Detailskizze des Bleikwaldes

Fig. 4. Detailprofile durch den Bleikiwald



Profil 1.

Am Süden der Geländekante Gorneren fällt der Bach in einem Wasserfall über den helvetischen Gault. Die einzelnen Stufen, Glaukonitsandstein, Brisi-breccie, Concentricus- und Knollenschichten und der überlagernde Seewerkalk, sind durch ein Bruchnetz gegeneinander versetzt (diagonales Bruchnetz nach FICHTER, 1934, p. 115). In den Amdenermergeln verliert sich auch der in Bachrichtung verlaufende Hauptbruch. Wir beginnen unser Profil an der Obergrenze des Seewerkalkes.

1. Seewerkalk.
2. Hellgraue Seewerschiefer, gehen ohne sichtbare Grenze über in
3. Dunkelgraue Amdenermergel mit dünnen Siltbänken, ruhig gelagert. Über der Einmündung des Nebenbaches K. 1050 sind die Mergel gefaltet und die Siltbänke zerissen.
4. Mit scharfem diskordantem Kontakt folgen hellgraue, fleckige Globigerinenmergel mit dünnen, glimmer- und glaukonithaltigen Sandsteinen und dickeren Bänken von meist umkristallisiertem Silt.
5. Vorwiegend schwarze, glänzende Schiefer, intensiv vermischt mit grauen, braunen und grünlichen, leicht sandigen Mergeln, stark verfaltet. Sie enthalten kleinere, linsenförmige Einschlüsse und grössere, gerollte Phacoide: polygene Konglomerate in Sandstein und schiefrigen Silt übergehend, dunkelgraue glaukonitische Sandsteine, hellgraue glimmerhaltige Silte, Ölquarzite, graue dichte, meist umkristallisierte Kalke und helle dichte Leimernkalke.

An einer Stelle steht eine grünliche granitische Breccie (G) an. In ihrer siltigen Grundmasse fanden wir grobporige Globigerinen. Kopfgrosse Komponenten sind offenbar nicht selten, da wir im Bachschutt oft Granitgerölle dieser Grösse gefunden haben.

6. Eingepresst in die Flyschserie folgen Stadschiefer, die eine deutliche Gewölbestirn mit steilgestellter Hakengrünsandbank bilden. An der Basis mitgerissene Amdenermergel.
7. Wildflysch wie 5. Vor der helvetischen Stirn stecken noch zwei abgeschürfte Grünsandlinsen im Flysch.
8. Hellgraue Globigerinen-Fleckenmergel, mit tektonisierten Zonen an der Unter- und an der Oberfläche.
9. Wildflysch wie 5. Gegen oben nimmt der Anteil der schwarzen Schiefer ab, die Lagerung wird ruhiger und es treten vermehrt grössere Sandstein- und Siltbänke auf.
10. Hellgraue bis braungraue, leicht fleckige, tonige oder sandige Mergel mit Sandsteinen und Siltbänken, ruhig gelagert, mit seltenen Einschlüssen von hellen Leimernkalken. Eine scharfe Abtrennung vom unterlagernden Wildflysch ist nicht möglich.

Profil 2.

1. Amdenerschichten.
2. Globigerinenmergel.
3. Grünsandbänke am Kontakt zwischen Globigerinenmergel und Wildflysch. Die einzelnen Linsen im Hang markieren den Verlauf des tektonischen Kontaktes¹¹⁾.
4. Wildflysch in der gleichen Ausbildung wie in Bach 1 (vgl. Nr. 5).
5. Amdenerschichten, stark verfaltet.
6. Globigerinenmergel, mit scharfem Kontakt von den Amdenermergeln getrennt. Auf der Grenzfläche verschürfte Grünsandbank.
7. Amdenerschichten (wie 5).
8. Leimernkalke (analog dem Vorkommen im Lielibach, vgl. p. 427).
9. Wildflysch. Unter den Einschlüssen treten besonders braungraue, dichte Fleckenkalke hervor.
10. Im Bach liegen versackte Globigerinenmergel. In den seitlichen Hängen, vor allem aber in der schmalen Runse über dem grossen Leimernpaket, sieht man, dass sich zwischen Wildflysch und auskeilenden Globigerinenmergeln nochmals Amdenermergel einschieben.

¹¹⁾ FICHTER glaubte, im Gegensatz zur Vierwaldstätterseekarte und zu R. MÄRKY (1926), dass die Lutétienlinsen nur an der Grenze zwischen Amdenermergel und Stadschiefern auftreten (1934, p. 119).

11. Globigerinenmergel.
12. Wildflysch. Wie in Profil 1 (Nr. 9) überwiegen auch hier im oberen Teil die stadschieferähnlichen Mergel. Sie sind oft als Schlamm-breccien ausgebildet – in der schlierig verfalteten Grundmasse schwimmen dunklere Mergelfetzen und seltener langgestreckte Leimern- und Siltgerölle.
13. Amdenerschichten. Grünsandlinse am Kontakt zu den
14. Globigerinenmergeln.
15. Wildflysch wie 12.
16. Die darüberliegenden, meist isolierten Aufschlüsse entsprechen denjenigen von Nr. 10 in Profil 1.

Profil 3.

Die beiden folgenden Bäche 3 und 4 zeigen ein bis in die Einzelheiten entsprechendes Bild. Wir besprechen deshalb nur das Profil des dritten Baches und erwähnen besondere Details des vierten im Zusammenhang.

1. Amdenerschichten. Neben Zonen mit ruhiger Lagerung treten häufig stark gestörte Partien auf. Knetzonen mit auffallender Calcitisierung zeigen, dass die über 200 m betragende Mächtigkeit tektonisch bedingt ist.
2. Globigerinenmergel, im rechten Hang auskeilend.
3. Amdenerschichten.
4. Globigerinenmergel. Im 4. Bach ist die Vereinigung der beiden Zonen 2 und 4 in einer Nebenrunse sichtbar (vgl. Fig. 3). In beiden Bächen liegen mächtige Grünsandbänke am Kontakt mit den Amdenermergeln.
5. Wildflysch, wie in den unteren Partien der Profile 1 und 2.

Staffel-Bärfallen (Falte III)

Die Stirn der Falte III wird hier hauptsächlich von den Wangschichten gebildet. Nur an wenigen Stellen sind Relikte von Tertiär erhalten geblieben. Infolge Schuttbedeckung ist auch vom überlagernden Flysch nicht viel sichtbar. Wir rechnen die Aufschlüsse bei Alp Staffel, im oberen Lielibach (zwischen Klewenalp und Musenalp) und am Bärfallenpass, ihrer lithologischen und facienlichen Ausbildung nach zum Wildflysch, ebenso den direkt auf Brisibreccie überschobenen Flysch bei Alp Ahorn.

Buholzbachgebiet (Falte II, Stirnschuppe)

Die Flyschvorkommen des Buholzbachgebietes werden durch die Buochserhornsynclinalen in zwei Abschnitte getrennt: im W die Aufschlüsse im unteren Buholzbach bei I, im E diejenigen im Kohlertobel, im Hüttlerentobel und im Äpelibach.

Die helvetische Stirnschuppe der Falte II ist aufgeschlossen in der Wandfluh und als Fenster im Kohlertobel. Das Paket von Amdenerschichten und Seewerkalk im unteren Buholzbach bei I ist wahrscheinlich abgeschürft. Beim Vordringen der starren Unterkreideplatte gegen den Flysch wurde die oberkretazisch-tertiäre Mergelhülle stark ausgedünnt. Vor allem die Globigerinenmergel sind nur noch als diskordant auf den Amdenermergeln liegende Relikte erhalten geblieben (Kohlertobel, Weg nach Niederrickenbach).

Durch die Schuppung des Helvetikums einerseits und die Überschiebung der Klippenmassen andererseits ist die schmale, zwischen beiden eingeklemmte

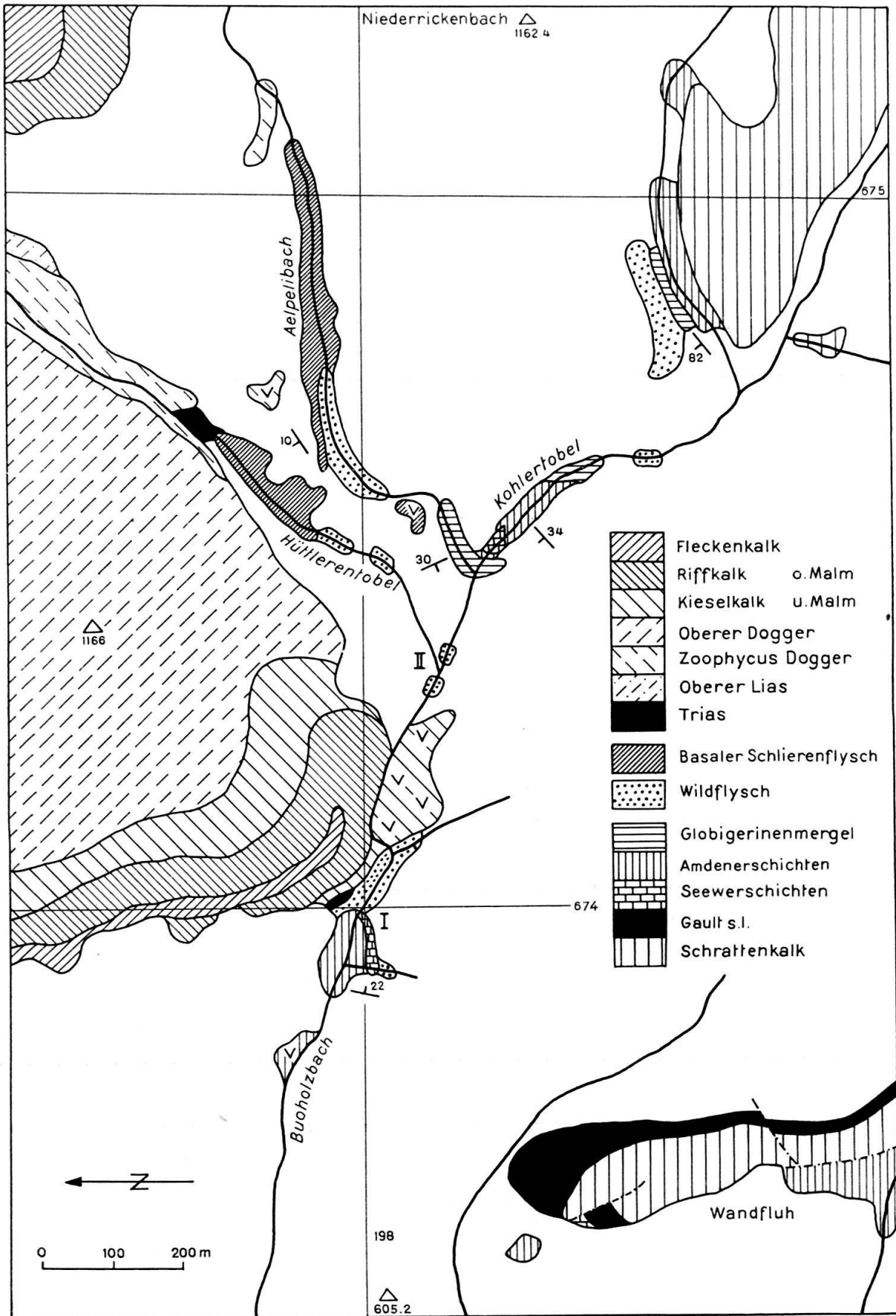


Fig. 5. Detailskizze des Buholzbachgebietes

Flyschzone tektonisch besonders stark beansprucht worden. Man findet ausgewalzte, schwarze, glänzende Schiefer mit stark breccierten und calcitisierten Einschlüssen. Durch die Umkristallisation ist die ursprüngliche Struktur, vor allem aber der Fossilinhalt, völlig umgewandelt worden.

Die Aufschlüsse im Buholzbach bei I und II sowie diejenigen in den unteren Teilen des Hüttlerentobels und des Äpelibaches gehören gesamthaft zu dieser Zone. Wir rechnen sie zum Wildflysch auf Grund des Auftretens von Leimernkalken im weniger gestörten Vorkommen des Äpelibaches. Sie lassen sich auch in ihrer sonstigen Zusammensetzung und lithologischen Ausbildung gut mit dem Wildflysch im Lielibach und im Bleikiwald vergleichen. Möglicherweise ist noch Schlierenflysch mitgerissen worden. Wir haben nämlich in der tektonisierten basalen Partie des Schlierenflysches im Äpelibach ähnliche Gesteine wie weiter unten, im Buholzbach, gefunden. Eine paläontologische Unterscheidung ist aus den oben erwähnten Gründen nicht möglich.

Direkt unter der Überschiebung der Klippen fanden wir abgeschürfte Malmkalklinsen im Flysch (bei I, auf der Karte nicht dargestellt). Sie sind total zerbrochen und bestehen bis zu 80% aus Calcit.

Im oberen Äpelibach NW Niederrickenbach und im Hüttlerentobel bildet der Basale Schlierenflysch die direkte Unterlage der Klippen. Auch hier finden wir eine gebankte, kleinzyklisch gegliederte Serie in normaler Lagerung. Der Kontakt mit dem Zoophycusdogger (Teil der Bleikischolle, vgl. Tafel I) im Äpelibach ist durch groben Blockschutt verdeckt. Im Hüttlerentobel tritt am Kontakt zwischen Flysch und Klippentrias eine tektonische Mischzone auf. Der Dolomit und die bunten Mergel, hauptsächlich aber die Rauhwaacke, sind mit einer dicken Sinterkruste überzogen.

Steinibach-Flühligaben (Mulde II-III)

Ähnliche Verhältnisse finden wir auch S Wiesenberg (Südfuss des Stanserhorns). Der Einfluss der verschuppten helvetischen Unterlage ist immer noch bemerkbar, wenn auch nicht mehr in der gleichen extremen Form. Die Flyschzone ist hier bedeutend weniger gepresst und deshalb tektonisch geringer beansprucht worden.

Die Analogie zeigt sich auch darin, dass im Lückengraben wie im Hüttlerentobel die Klippen direkt auf Basalem Schlierenflysch liegen. Die Trias ist hier besser aufgeschlossen; so kann ausser Dolomit und Rauhwaacke auch noch Gips festgestellt werden. Im Flühligaben fanden wir nur eine geringmächtige Triaschuppe im Flysch stecken.

Ferner gleichen der untere Teil des Steinibaches und der Flühligaben in ihrem Aufbau den Schuppenzonen des Lielibaches und des Bleikiwaldes. Da wir in der lithologischen Ausbildung keine Unterschiede feststellen konnten, verzichteten wir, um Wiederholungen zu vermeiden, auf eine detaillierte Profilbeschreibung. Als Besonderheit erwähnen wir lediglich einen faustgrossen Einschluss von Calpionellenkalk im Wildflysch des oberen Flühligabens.

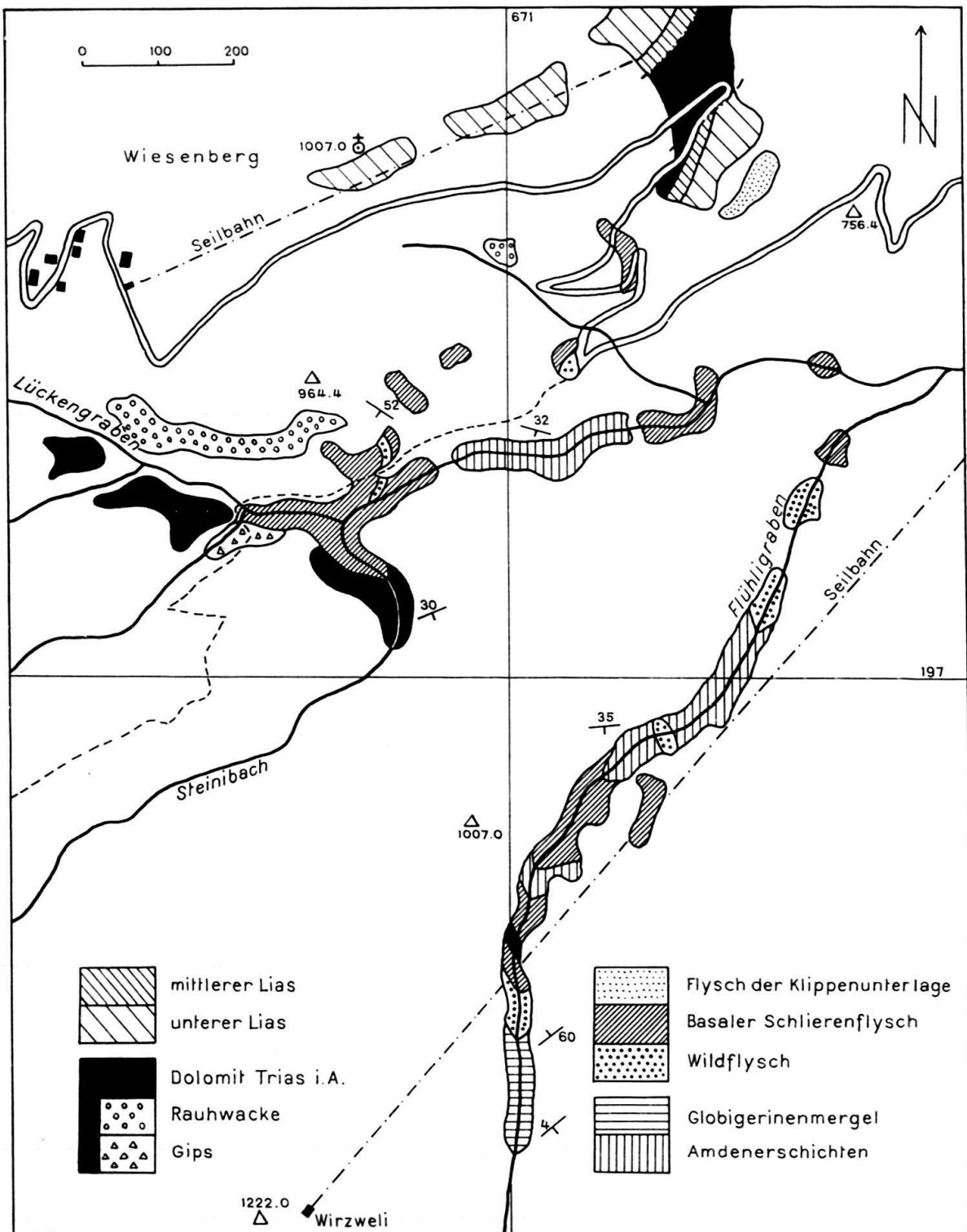


Fig. 6. Detailskizze des Flühli Grabens und des unteren Steinibaches

Eggwaldgebiet (Falte III)

Im Eggwaldgebiet ist die Stirne der höchsten Falte der Drusbergdecke abgeschlossen. Amdener- und Wangschichten sind zum Teil plastisch gefaltet, zum Teil schuppenförmig übereinandergeschoben worden. E von Gummen ist auch der mächtige Lithothamnienkalk disharmonisch über der Oberkreide verschuppt.

Zwischen Gummen und dem oberen Steinibach treten Liaskalke auf. Sie sind als NE Fortsetzung der Arvigratplatte zu betrachten. Die zugehörige Trias, die hier sehr mächtig ist und die Verbindung zum Arvigrat herstellt, ist teilweise von der Bewegung der helvetischen Unterlage erfasst worden. Am besten darstellen lässt sich dies im Profil des oberen Steinibaches (Fig. 7). Die Auflagerungsfläche der Klippen auf Flysch und Oberkreide der Falte III ist bei Eggalp in Schuppen gelegt und im Dürrenboden stark verfaltet worden.

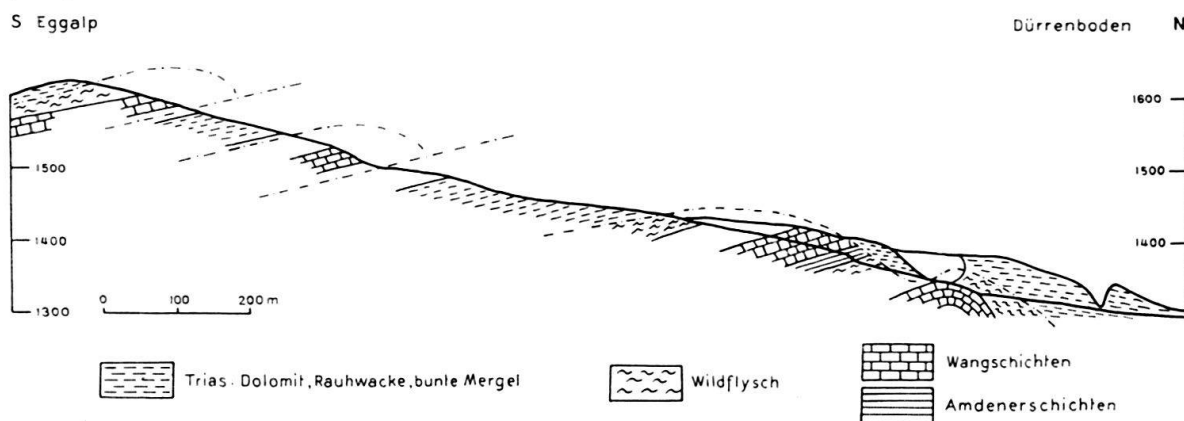


Fig. 7. Detailprofil durch den oberen Steinibach

Die trennenden Flyschzonen sind durch diese tektonischen Vorgänge stark in Mitleidenschaft gezogen worden. Sie entsprechen den Vorkommen im Äpelibach. Wir fanden auch hier Einschlüsse von Konglomeraten, Sandsteinen, Silten und vereinzelt dichten Leimernkalken und betrachten sie deshalb als Wildflysch.

Eine ähnlich extreme Beanspruchung, wie wir sie aus dem Buholzbach beschrieben haben, beobachteten wir 125 m S des Arvigrates (Pt. 1887). Die Flyschzone ist dort zwischen Helvetikum und Klippen bis auf rund 10 m ausgedünnt worden.

Klippenbasis SE und SW von Stans

Längs der Klippenbasis finden wir mehrere isolierte Flyschvorkommen. Es handelt sich durchgehend um braune bis graue, leicht sandige Mergel mit grauen Silt- und Sandsteinbänken, die an der Basis als foraminiferenreiche Lithothamnienbreccien ausgebildet sein können. Häufig sind auch Phacoide von hellen Leimernkalken und dunkleren Kieselkalken eingelagert.

Die auffallenden tektonischen Schürflinge helvetischer Herkunft sind schon eingehend beschrieben worden (vgl. p. 414 und 418). Die wichtigsten Vorkommen befinden sich im Ziligraben, bei Geren SE und beim Ebnet SW von Stans, sowie im Mehlbach E von Kerns.

Die Serie entspricht den obersten Flyschaufschlüssen im Bleikiwald (Fig. 3 und 4, p. 428–429) und ist wie dort im allgemeinen ruhig gelagert. Unter der Überschiebungsfläche der Klippen sind die Mergel stark gefaltet, ebenso umfliessen sie die Wang- und Nummulitenkalkschürflinge. Die Silt- und Sandsteinbänke sind in diesen Fällen zerbrochen und mitverfaltet worden. Der Kontakt mit den unterlagernden Flyscheinheiten ist nirgends aufgeschlossen.

LITHOLOGIE UND MIKROPALÄONTOLOGIE DER FLYSCHZONE

An Hand der Aufschlüsse, die im vorhergehenden skizziert worden sind, kann die eingangs erwähnte Unterteilung der Flyschzone in:

Flysch der Klippenunterlage,
Basaler Schlierenflysch,
Flysch der Habkernzone (Wildflysch s. l.)

durchgeführt werden. Es folgt nun eine lithologische Beschreibung der Gesteine dieser drei Einheiten, mit besonderer Berücksichtigung der mikropaläontologischen Ergebnisse.

Dabei stützt sich unsere Beschreibung in erster Linie auf die Vorkommen im Bleikiwald, da nur dort einigermaßen vollständige und tektonisch nicht so sehr gestörte Profile auftreten. Die übrigen Gebiete wurden mehr oder weniger in Analogie zum Bleikiwald eingeordnet.

Flysch der Habkernzone (Wildflysch s. l.)

Zusammenfassend können wir den Wildflysch unseres Untersuchungsgebietes folgendermassen beschreiben:

Die Hauptmasse besteht aus dunkelgrauen bis schwarzen, glänzenden, geschiefert, tonigen Mergeln, wild verfaltet und intensiv vermengt mit fleckigen, hellgrauen, braunen und grünlichen, leicht sandigen Mergeln. Im unteren Teil des Wildflysches überwiegen die dunklen Schiefer. Ihr Anteil nimmt gegen oben langsam ab, ebenso wird die Lagerung etwas ruhiger.

In den helleren Mergeln treten oft Schlamm-breccien auf. Die stadschieferähnliche, schlierig verfaltete Grundmasse enthält dunklere Mergelfetzen, gestreckte Kalk- und Siltgerölle und seltener grosse, eckige Komponenten. Es dürfte sich dabei um subaquatische Rutschungen von Sedimenten in unverfestigtem oder halbverfestigtem Zustand handeln. Auf tektonische Durchbewegung des Flysches nach der Verfestigung wiesen die zahlreichen, durch mobilisierten Calcit ausgeheilten Klüfte und Risse hin.

Die Gesteine des Wildflysches erwiesen sich als fossilleer. Wo wir in grünlichen Mergeln Globotruncanen der Lapparentigruppe feststellen konnten, handelte es sich um kretazische Leimernschichten, die in den Sedimentationsraum des Flysches eingerutscht waren.

In dieser Hauptmasse des Flysches treten fremde Komponenten auf, im unteren Teil als gerollte und gewalzte Phacoide mit geplatzter Oberfläche oder als kleinere linsenförmige bis kugelige Einschlüsse. Gegen oben werden mehr oder weniger stark zerrissene Bänke häufiger. Wir fanden folgende Komponenten: polygene Konglomerate, in quarzreichen Sandstein übergehend, graue, fossilreiche Kalksandsteine (sandige Lithothamnienbreccien), serizit- und glaukonitreiche Silte, fettig glänzende, grünliche Ölquarzite, grauer, feinspätiger bis dichter Kalk, braungrauer, dichter Fleckenkalk, grünlichgraue, dichte Leimernkalke und an einer Stelle (Bleikiwald, Profil 1, Nr. 5) einen granitischen Breccienblock mit siltiger Grundmasse. Weitere aus dem typischen Wildflysch beschriebene, exotische Ein-

schlüsse der Klippenserie (Gips, Dogger- und Malmkalke usw.) konnten in unserem Untersuchungsgebiet, mit Ausnahme eines faustgrossen Knollens von Calpionellenkalk, nicht gefunden werden.

Wir haben schon bei der Beschreibung der Profile auf die Schwierigkeiten der Datierung infolge weitgehender Rekristallisation der Gesteine hingewiesen. Die tektonische Durchbewegung des Wildflysches hat auch die eingeschlossenen Komponenten mehr oder weniger stark beansprucht. Es sollen deshalb im folgenden hauptsächlich die für eine Altersbestimmung brauchbaren Einschlüsse besprochen werden.

Die polygenen Breccien zeichnen sich durch schlechte Sortierung der Korngrössen und auffallend wenig Grundmasse aus. Von den eckigen, dicht gepackten Komponenten fallen besonders orangegelb verwitternde Dolomite, dunkelgraue, feinspätige Kalke, helle Granite und grüne Chloritschiefer auf. Wegen ihrer Sterilität sind sie oft nicht von ähnlichen Breccien des Basalen Schlierenflysches zu unterscheiden.

In bezug auf die Zusammensetzung gilt das gleiche auch für die polygenen Konglomerate. Ihre Korngrösse nimmt gegen oben rasch ab, sie gehen in graue, quarzreiche Sandsteine über. In der kalkigen Grundmasse fanden wir häufig kleine, pyritisierte und grössere, grobporige, stachelige Globigerinen und seltener Globorotalien, total umkristallisierte Discocyclinen und Nummulitenbruchstücke, die immerhin eozänes Alter beweisen.

Im oberen, ruhiger gelagerten Teil des Wildflysches sind häufig zerbrochene Kalksandsteinbänke eingelagert. Sie sind sehr fossilreich und müssen in frischem Zustand als sandige Lithothamnienbreccien bezeichnet werden. Sie enthalten wenig Glaukonit und oft in Schlieren angereicherten Pyrit. Sie entsprechen damit in ihrer Ausbildung den Lithothamnienbreccien, die BENTZ aus der Fleckenmergel-Sandsteinserie der Sachsler Flyschmulde beschrieben hat. Neben den Lithothamnienrümern fanden wir Bryozoen, Seeigelstacheln und eine reiche Foraminiferenfauna, vor allem folgende Formen: Textulariden, Milioliden, Lageniden, Asterigerinen, *Rotalia*, *Cibicides*, *Gypsina*, *Fabiania*, Nummuliten, *Heterostegina* cf. *helvetica* KAUFMANN, Discocyclinen und Asterocyclinen. Diese Fauna deutet auf priabones Alter.

Die dunkelgrauen, serizitischen Silte sind das häufigste Einschlussgestein des Wildflysches. Ihre Ausbildung, vor allem der Glaukonit- und Glimmergehalt, kann sehr stark wechseln. Auffallend ist, dass bei tektonischer Schieferung die orientierten Serizitschüppchen besonders häufig sind. Sie scheinen bei der Druckbeanspruchung neu gebildet worden zu sein. Das Gestein erhält dadurch ein helles, silbrigglänzendes Aussehen. Normalerweise sind die Silte schwach glaukonitisch und enthalten fein verteilten Pyrit. Vereinzelt beobachteten wir dunkelgrüne, glaukonitreiche Varietäten. In der kalkigen Grundmasse fanden wir Spongiennadeln, Bryozoenrümern und immer sehr häufig grosse Globigerinen. Seltener sind agglutinierte Formen sowie grosse Nodosarien, Globorotalien und Discocyclinenbruchstücke.

In diese Kategorie gehören auch die fettig glänzenden, grünlichen Ölquarzite. Sie sind durch ihre sekundäre Verzahnung der Quarzkörner charakterisiert. Ihre

primäre, siltige Struktur ist oft noch zu erkennen, ab und zu sind auch undeutliche Fossilreste erhalten.

Im Flysch treten auch häufig Kalkeinschlüsse auf. Wir können hier drei verschiedene Typen unterscheiden:

Braungraue, dichte Kalke ohne bestimmbares Alter.

Braungraue Fleckenkalke cenomanen Alters.

Eigentliche Leimernkalke, einer durchgehenden Serie vom Turonien bis ins Maestrichtien entstammend.

Die braungrauen bis dunkelgrauen Kalke erweisen sich im Schliffbild meist als total calcitisiert. In der feinkristallinen Grundmasse treten vielfach runde, radiolarienähnliche Gebilde auf. Aus weniger stark umgewandelten Stücken geht deutlich hervor, dass es sich ursprünglich um schwach glaukonitische Mergelkalke mit Kleinforaminiferen, vorwiegend Globigerinen, gehandelt hat.

Die braungrauen, dichten Kalke mit dunklen Flecken sind nicht überall vertreten. Wir beobachteten sie immer zusammen mit Leimernkalken, besonders häufig im Bleikiwald (Bach 2, Nr. 9, und Bach 4, ebenfalls über dem grossen Leimernpaket). Im Dünnschliff fanden wir neben Gumbelinen und Globigerinen nur einkielige Globotruncanen:

Rotalipora turonica BROTZEN (= *Glt. alpina* BOLLI)

Die Kalke, die aus diesem Grund an die Grenze Cénomaniens-Turonien zu stellen sind, enthalten nun auch noch Einschlüsse, erfüllt von Globotruncanen der Gattung *Ticinella*. Da diese Einschlüsse in der gleichen Facies ausgebildet sind, lassen sie sich nur unter dem Mikroskop erkennen. Wir betrachten sie als aufgearbeitete Gerölle aus dem Albien.

Diese Gesteine lassen sich gut mit der mittleren Kreide der höheren helvetischen Decken (H. BOLLI, 1944), aber auch mit den basalen, grauen Partien der couches rouges der Klippendecke vergleichen (B. TSCHACHTLI, 1941, und K. BERLIAT, 1942).

Die hellgrauen, oft grünlichen, dichten Leimernkalke sind typisch für den Wildflysch. Wir konnten sie in kleineren Linsen oder grösseren Schichtpaketen in allen Aufschlüssen beobachten. Sie weisen immer eine reiche Foraminiferenfauna auf, wobei Globigerinen, Globigerinellen und Globotruncanen der Lapparentigruppe vorherrschen. In einem Schliff konnte *Globotruncana* cf. *sigali* REICHEL festgestellt werden. Der weitaus grösste Teil der Leimernschichten ist senonen Alters. Seltener ist Maestrichtien, charakterisiert durch das Auftreten von *Globotruncana arca* CUSHMAN und *Globotruncana stuarti* DE LAPPARENT.

In diesem Zusammenhang stellt sich erneut die Frage nach der Verwendbarkeit der Kreidefissurinen, deren systematische Stellung auch heute noch umstritten ist. In unseren Schliffen haben wir beobachtet, dass im Seewerkalk die Fissurinen immer sehr häufig sind und die Globotruncanen zu verdrängen scheinen, während in den Leimernkalken das Verhältnis gerade umgekehrt ist. In Fällen, wo aus tektonischen Gründen beide Möglichkeiten offen sind und sich auch durch die Globotruncanenfauna keine sichere Zugehörigkeit ergibt, benützen wir diese Feststellung als hinweisendes Indiz, keinesfalls aber als zwingenden Beweis.

Wir finden somit Einschlüsse aus verschiedenen Oberkreidestufen. An der Typlokalität im Habkerntal reicht die Leimernserie vom Turonien bis ins Maestrich-

tien, allenfalls sogar ins Paleozän (W. GIGON, 1952). Das Fehlen tieferer Partien kann tektonisch bedingt sein. In den Préalpes romandes gehen die couches rouges bis ins Cénomaniens hinunter, in den Synclinalen des Buochserhorns und der Klewenalp sogar bis ins Albien (vgl. p. 447). Da die Basispartien meist grau und fleckig ausgebildet sind, vermuten wir in den gleichaltrigen Fleckenkalken im Wildflysch deren Äquivalent.

Alter des Wildflysch s.l.

Da wir aus den tonig-siltigen Schichten keine Angaben über das Alter des Wildflysch erhalten konnten, sind wir auf die Datierung der jüngsten darin enthaltenen Komponenten angewiesen. Den einzigen einigermaßen sicheren Anhaltspunkt liefern uns die fossilreichen Kalksandsteine, die nach ihrer Fauna obereröozänes Alter haben. Wir stellen somit den Wildflysch s.l. unseres Untersuchungsgebietes ins Priabonien.

Basaler Schlierenflysch

Wir haben bei der Besprechung der Verbreitung gesehen, dass der Basale Schlierenflysch in unserem Untersuchungsgebiet meist stark tektonisch gestört ist. Nur an wenigen Orten finden wir eine ruhig gelagerte Serie (Möosli im Lielibach, Fig. 2, Äpelibach, Fig. 5). Da im Gegensatz zum Wildflysch mit fremden Komponenten der wildgefaltete Schlierenflysch nur aus flyscheigenen Gesteinen besteht, können wir uns bei der lithologischen Beschreibung auf die ungestörte Serie beschränken.

Sie zeigt durchgehend die von SCHAUB beschriebene kleinzyklische Gliederung. Die Basis wird meist von groben polygenen Breccien und Konglomeraten gebildet. Im bunten Gemisch der Gerölle, die Faustgrösse erreichen können, stellen wir unter anderem fest: orangegelb verwitternde Dolomite, helle Calpionellenkalke, graue, dichte Kalke mit Gumbelinen, Globigerinen und Globotruncanen der Lapparentigruppe, Kieselkalke mit Radiolarien, dunkle grobolithische zoogene Kalke in Urgonfacies, dunkelgraue serizitische Silte, Ölquarzite, Hornsteine, weisse Quarzite, grünliche Granite und verschiedene andere kristalline Gerölle. Alle diese Komponenten können als Gesteine der Klippendecke im allgemeinen bezeichnet werden (vgl. H. SCHAUB, 1951 b).

In der Grundmasse fanden wir Spongiennadeln, Echinodermenreste, Bryozoenrümmer, Schalenbruchstücke von *Ostrea cf. vesicularis* und vereinzelt gerollte Orbitolinen. Aus der stark umkristallisierten, autochthonen Foraminiferenfauna bestimmten wir: Textulariden, kleine Globigerinen, zweikielige Globotruncanen, *Globotruncana stuarti* DE LAPPARENT, *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana cf. caliciformis* (DE LAPPARENT), *Laffitteina* ähnliche Formen, die zum Teil mit der von SMOUT (1955) beschriebenen neuen Gattung *Fissoelphidium* verglichen werden können, *Orbitoides* sp. und *Omphalocyclus* sp. Daneben sind nicht näher bestimmbare kleine, biserialle und rotaloide Formen häufig.

Auffallend ist die schlechte Sortierung des klastischen Materiales. Wohl kann eine rasche Abnahme der maximalen Korngrösse nach oben festgestellt werden, innerhalb des möglichen Spielraumes treten aber immer alle Durchmesser auf. Vor

allem die siltige Grundmasse ist von den größten bis hinauf in die feinsten Partien verfolgbar. Normalerweise sind die Breccien und Konglomerate dicht gepackt und enthalten wenig Grundmasse. Seltener treten Schlamm-breccien auf. Die groben, meist eckigen Komponenten schwimmen in feinsandigen Mergeln. Die geringe Rundung der Kalkkomponenten deutet auf kurzen Transport, die schlierige Verfaltung der Mergel auf Durchbewegung in noch unverfestigtem Zustand (sub-aquatische Rutschungen, vgl. p. 436).

Über den Konglomeraten folgen helle, plattige, polygene Sandsteine in der gleichen Zusammensetzung, dann kompakte, dunkelgraue Sandkalke mit grossen Muskovitschuppen und auffallend viel Bryozoenrümmer. Das klastische Material der Sandkalke wird gegen oben feiner; sie gehen in serizitische Silte oder feinsandige Mergelkalke über. Besonders die letzteren sind häufig voll von *Globotruncanen*.

Der Kleinzyklus wird meist von grauen, feingeschichteten Mergeln abgeschlossen. Die für diese Mergel im Schlierengebiet charakteristischen *Fucoiden* haben wir nur selten gefunden. Im Dünnschliff beobachteten wir neben Spongiennadeln kleine, oft pyritisierete Gümbelinen und Globigerinen. Auch die sterilen, dichten Kalke (Albarese), die stellenweise noch über den Mergeln folgen, sind in unserem Untersuchungsgebiet selten.

Diese kleinzyklische Gliederung (graded bedding) ist ein typisches Merkmal aller detritischen Flyschsedimente. Sie wurde schon mehrmals eingehend beschrieben, so unter anderem von E. KRAUS (1932), der sie als Sedimentation aus einer trüben Schlammwolke erklärte. Dieser Sedimentationstypus wurde neuerdings als Ablagerung aus «turbidity currents» bezeichnet. Wir verweisen hierzu vor allem auf die grundlegenden Arbeiten von KUENEN (vgl. Bibliographie in PH. H. KUENEN und A. CAROZZI, 1953).

Bei tektonischer Beanspruchung wird das Aussehen der oben beschriebenen Serie stark verändert. In schwarzen, wild gefalteten Mergeln stecken verbogene und zerrissene Bänke, gerollte Phacoide und linsenförmige, kleine Brocken. Die Konglomerate und Sandsteine sind ausgewalzt, ebenso die Silte, die oft silbrig weiss erscheinen. Die Mergelkalke sind geschiefert und weisen zahlreiche, glänzende Rutschspiegel auf. Da auch die Fossilien durch den Druck in Mitleidenschaft gezogen wurden, ist es oft schwer, diese Ausbildungsart des Schlierenflysches vom Wildflysch zu unterscheiden.

Die im Basalen Schlierenflysch festgestellte Fauna mit:

Globotruncana stuarti DE LAPPARENT

Globotruncana arca (CUSHMAN)

Globotruncana cf. caliciformis (DE LAPPARENT)

Orbitoides sp.

Omphalocyclus sp.

gestattet uns, die Serie ins Maestrichtien zu stellen. Sie entspricht in ihrem oberen Teil dem Abschnitt 1 des von SCHAUB (1943) beschriebenen Normalprofiles der Grossen Schlieren. Die basalen Partien können am besten mit den stratigraphisch tieferliegenden Vorkommen bei Vorder-Rothbach verglichen werden (vgl. auch L. VONDERSCHMITT et al., 1951).

Flysch der Klippenunterlage

Der Flysch, der konkordant die Klippen unterlagert, kann nach der strengen Auslegung der Definition KAUFMANN'S nicht als Wildflysch bezeichnet werden. Es handelt sich um eine mehr oder weniger ruhig gelagerte Serie von hellen, siltigen Mergeln mit eingelagerten Sandsteinbänken, die besser mit dem von BENTZ aus dem Hangenden des eigentlichen Wildflysches beschriebenen Fleckenmergel-Sandsteinflysch der Sachslermulde verglichen werden kann.

Vorherrschend sind hellgraue bis braungraue, feingeschichtete, tonige oder leicht sandige Mergel. Sie führen meist feine Glimmerschüppchen und sind häufig leicht fleckig. Im allgemeinen ist die Lagerung ruhig, stellenweise können zwischen ungestörten Bänken intensive Verfaltungen der dazwischenliegenden Schichten beobachtet werden (intraformationale corrugation, vgl. R. SHROCK, 1948, sequence in layered rocks, p. 264). Die tonigen Lagen sind vollständig steril. In der sandigen Varietät fanden wir neben grossen stacheligen Globigerinen seltener nicht näher bestimmbare Lageniden und Rotaliden.

Die Mergel enthalten stratigraphisch eingelagerte Bänke von Silten, Sandsteinen und Lithothamnienbreccien. Die braungrauen, serizitischen Silte gehen aus den sandigen Mergeln hervor. Sie zeigen auf den Schichtflächen häufig schön ausgebildete Wellenfurchen (ripple marks). Oft sind sie stärker glaukonithaltig ausgebildet, an verschiedenen Orten stellten wir Übergänge zu fettig glänzenden, grünlichen Ölquarziten fest. Meist ist auch etwas Pyrit darin enthalten, wobei oft die Kleinforaminiferen damit ausgefüllt sind. Im übrigen ist die Fauna, wie diejenige der Mergel, schlecht erhalten.

Die Silte gehen nach unten meistens in graue, glimmerhaltige Sandsteine über. Diese sind an der Basis stark quarzitisch. Neben grossen Quarzkörnern enthalten sie in der spärlichen Grundmasse nur Discocyclinen- und Asterocyclinenbruchstücke. Auch in den feineren Partien treten vereinzelte grosse, gerundete Quarzkörner und Discocyclinenreste auf. Daneben beobachteten wir Lithothamnienrümmer, Globigerinen, Lageniden und Rotaliden, alle meist stark umkristallisiert und schlecht erhalten.

An wenigen Orten (Mehlbach K. 800 und Ziligraben K. 590) finden wir als tiefstes Glied der beschriebenen Silt-Sandstein-Serie helle *Lithothamnienbreccien* aufgeschlossen. In Ausbildung und Fossilinhalt sind sie nicht von den Lithothamnienbreccien des Wildflysches zu unterscheiden. Auch hier kommen Bryozoen, grosse Nodosarien und Cristellarien, grobporige, stachelige Globigerinen, *Rotalia cf. tuberculata* SCHUBERT, *Asterigerina*, *Fabiania*, *Cibicides*, Nummuliten, *Heterostegina cf. helvetica* KAUFMANN, Discocyclinen und Asterocyclinen vor. Wir stellen deshalb auch diese Fauna ins Priabonien.

Neben den meist in Bänken auftretenden klastischen Gesteinen finden wir in den Mergeln Phacoide von hellen Leimernkalken und dunkleren Kieselkalken eingelagert. In den dunklen, meist stark umkristallisierten Kalken sind nur Reste von Radiolarien zu erkennen. Die leicht fleckigen Leimernkalke enthalten neben Inoceramenprismen und Seeigelstacheln, Gumbelinen, Globigerinen *Stensiöina* sp. BROTZEN, *Globotruncana arca* (CUSHMAN) und *Globotruncana lapparenti* ssp. BROTZEN. Diese Fauna lässt auf hohes Sénonien (Campanien) schliessen. Da sie sich in

priabonen Sedimenten befinden, handelt es sich offenbar ebenfalls um in das Sedimentationsbecken eingerutschte Exotica.

Die mächtigen helvetischen Wang- und Nummulitenkalkschürflinge SE und SW von Stans (Ziligraben, Stans-Oberdorf, Wasserplatten, Ebnet, Mehlbach) haben wir in den entsprechenden Kapiteln eingehend beschrieben (vgl. p.414 und 418).

Wir haben eingangs erwähnt, dass die Lagerung dieser Flyschserie im allgemeinen ruhig ist. Bei grösserer tektonischer Beanspruchung, so direkt unter der Klippenüberschiebung im Wasserplattengraben und in der Umgebung der verschiedenen helvetischen Schürflinge, sind die Mergel stark gefaltet, die Sandsteinbänke verbogen und zerrissen und die Leimern- und Kieselkalkphacode zu kleinen Linsen ausgewalzt worden. Das Aussehen wird somit «wildflyschartig». Wir haben ebenfalls dargelegt, dass der Flysch der Klippenunterlage grosse Ähnlichkeit mit den oberen, ruhiger gelagerten Wildflyschpartien aufweist. Bei direkter Überlagerung der beiden Flyscheinheiten (vgl. Fig. 3 und 4) ist eine scharfe Abtrennung nicht möglich, ebenso bleibt die Zuordnung isolierter Vorkommen fraglich.

Auf Grund der aus den Sandsteinen und Lithothamnienbreccien bestimmten Faunen, müssen wir den Flysch der Klippenunterlage ebenfalls ins Priabonien stellen.

TEKTONIK DER FLYSCHZONE

Die Flyschzone unseres Untersuchungsgebietes liegt eingeklemmt zwischen den Stirnfalten der Drusbergdecke und den überschobenen Klippenmassen. Die Erforschung und Deutung der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse wird besonders durch die intensive Verschuppung mit der helvetischen Unterlage erschwert. So war es nicht möglich, eine ungestörte, durchgehende Aufeinanderfolge der unterscheidbaren Einheiten zu finden. Meistens fehlen ein oder mehrere Glieder, im Extremfall liegen die Klippen direkt dem Helvetikum auf. Vor allem aber kommen durch diese Verschuppung sämtliche am Aufbau beteiligten Elemente, unabhängig von ihrer stratigraphischen Stellung, in gegenseitigen Kontakt.

Aus diesem Grund und wegen der im stratigraphischen Teil eingehend beschriebenen Beeinflussung des Aussehens der Gesteine infolge tektonischer Beanspruchung, war es oft unmöglich, die verschiedenen Elemente der Flyschzone scharf voneinander abzutrennen. Ebenso bleibt eine Zuordnung isolierter Aufschlüsse vielfach fraglich.

In der Folge behandeln wir die drei Glieder der Flyschzone gesondert, analog dem vorangegangenen Kapitel.

Flysch der Habkernzone (Wildflysch s.l.)

Wie wir einleitend erwähnt haben, gestatten uns die geringen lithologischen Unterschiede nicht, den Flysch der Habkernzone im allgemeinen zu unterteilen. Da sich die Vorkommen in unserem Untersuchungsgebiet am besten mit dem typischen Wildflysch vergleichen lassen, haben wir vorläufig die Bezeichnung Wildflysch s.l. gewählt.

Die Mächtigkeit des Wildflysch s.l. ist überall tektonisch bedingt. Sie schwankt zwischen wenigen Metern bei extremer Ausquetschung durch Helvetikum und

Klippe (Bärfallenpass, Buoholzbach, Pt. 1887, S des Arvigates) und maximal 60 m in den Schuppenzonen (Bleikiwald).

Die heutigen Auflagerungsverhältnisse des Wildflysch s.l. sind sehr komplex. Die primäre Aufschiebung auf das helvetische Tertiär ist nur noch an wenigen Stellen im Lielibach und im Bleikiwald aufgeschlossen. Meist jedoch wurde sie durch die nachträgliche Schuppung überprägt, d. h. der Wildflysch kam in Kontakt mit tieferen helvetischen Stufen, hauptsächlich Amdenerschichten.

In der Stirn der Falte III liegt der Wildflysch stellenweise direkt auf den Wangschichten. Das ursprünglich überlagernde Tertiär ist nur in Relikten dazwischen vorhanden. FICHTER erklärte das Fehlen durch Abschürfung bei der Überschiebung des Flysches. Wie wir gesehen haben (vgl. p. 421), sind infolge frühtertiärer Bewegungen im Helvetikum die tieferen eozänen Stufen teilweise erodiert und von den höheren aufgearbeitet worden (Quarzsandstein- und Stadschiefertransgressionen). Für die Stadschiefer wird in dieser Region eine Mächtigkeit von mindestens 30 m angegeben; wir finden aber nur vereinzelte verschleppte Pakete geringer Mächtigkeit an der Basis der Flyschmassen. Da wir über die Dauer und das Ausmass der Bewegungen nichts Näheres wissen, besteht unseres Erachtens die Möglichkeit, dass vor der Flyschüberschiebung auch die obereozänen Ablagerungen zum Teil erosiv gekappt oder ganz entfernt worden sind.

Wir haben die tektonisch stark beanspruchten Vorkommen zwischen Helvetikum und Klippen auf Grund ihrer lithologischen Zusammensetzung zum Wildflysch s.l. gerechnet, lassen aber die Möglichkeit offen, dass auch noch andere Flyscheinheiten daran beteiligt sein können.

Basaler Schlierenflysch

Der Basale Schlierenflysch ist in unserem Untersuchungsgebiet nur in den Muldenkernen der liegenden helvetischen Stirnfalten erhalten geblieben. Wir dürfen annehmen, dass er mit dem Wildflysch zusammen auf das Helvetikum überschoben worden ist. In einer späteren Phase wurden die beiden Flyscheinheiten mit ihrer Unterlage verschuppt. Dabei sind wahrscheinlich auch die primären Überschiebungskontakte wieder reaktiviert worden.

Die vermutlich ursprüngliche Aufschiebung ist nur im Älpelibach sichtbar. Über stark tektonisierten Wildflysch folgt wildgefalteter Basaler Schlierenflysch. Nach einigen Metern wird die Lagerung ruhiger und geht in eine ungestörte, kleinzyklisch gegliederte Serie über. Die gleiche Erscheinung, das wildflyschartige Aussehen der Basispartien des Schlierenflysches, beobachteten wir auch in den Schuppenzonen (Lielibach, Bleikiwald, Steinibach-Flühligraben). Hier allerdings finden wir den Basalen Schlierenflysch auch im Kontakt mit helvetischen Stufen (vgl. die tektonische Karte).

Die grossen Mächtigkeiten des Basalen Schlierenflysches sind tektonisch bedingt. Wir kommen aus verschiedenen Gründen zu diesem Schluss. Im Lielibach ist der untere Teil der Serie (Möosliaufschluss) verkehrt gelagert. Da die konkordant darüberliegenden Aufschlüsse normale Lagerung zeigen, müssen wir spitze Faltung, möglicherweise verknüpft mit Schuppung, annehmen. Daneben finden wir zahlreiche Störungszonen, vor allem in den grobklastischen Partien und in den

Schlamm-breccien. Im unteren Teil des Steinibaches stellten wir schmale, stark gestörte Wildflyschzonen im Schlierenflysch fest. Sie weisen darauf hin, dass die Serie auch durch Schuppung mehrfach repetiert wurde.

Flysch der Klippenunterlage

Die Abtrennung dieses dritten Flyschstockwerkes bleibt in unserem Untersuchungsgebiet der schlechten Aufschlussbedingungen wegen problematisch. Sie geschah aus lithologischen und tektonischen Erwägungen in Anlehnung an die Verhältnisse in den Giswiler Stöcken (vgl. L. VONDERSCHMITT, 1923).

Die Klippen liegen grösstenteils auf einer mehr oder weniger ruhig gelagerten Fleckenmergel-Sandstein-Serie. Während die Auflagerung der Klippengesteine an mehreren Stellen gut aufgeschlossen ist (Ebnet, Wasserplattengraben), ist der Kontakt des Flysches mit der Unterlage nur ungenügend zugänglich. Nur im Bleikiwald finden wir den Flysch der Klippenunterlage direkt auf Wildflysch liegend. Die scharfe Abgrenzung wird hier aber dadurch erschwert, dass die beiden Einheiten in tektonisch beanspruchtem Zustand lithologisch kaum voneinander zu trennen sind. Überdies konnten wir in dem in Betracht fallenden Profilabschnitt mehrere Störungszonen feststellen.

Unmittelbar nördlich davon liegt die gleiche Fleckenmergel-Sandstein-Serie diskordant über Basalem Schlierenflysch. Da wir den Flysch der Klippenunterlage nie in den Schuppenzonen der einzelnen Falten gefunden haben, schliessen wir, dass er mit den Klippen in einer späteren Phase über die unterlagernde Flyschzone geglitten ist. Für diese Annahme sprechen auch die zahlreichen Schürflinge unter der Klippenbasis. Neben den bekannten helvetischen Wang- und Nummulitenkalkschuppen haben wir im Zilligraben auch ein mitgerissenes, rund 6 m mächtiges Schlierenflyschpaket gefunden. Daraus ergibt sich auch, dass die Überschiebung auf eine schon weitgehend erodierte Oberfläche erfolgt sein muss.

Klippendecke

Seit der Entdeckung der fünf neuen Jurassier durch FRANZ JOSEF KAUFMANN im Jahre 1867 hat sich in der stratigraphischen und tektonischen Interpretation dieser exotischen Gebilde manches geändert. Zu Beginn unseres Jahrhunderts wurde der Klippencharakter erkannt, und in den Jahren zwischen 1920 und 1930 entstanden detaillierte Neuaufnahmen der einzelnen Gebiete (P. CHRIST, 1920, H. KNECHT, 1925, R. MÄRKY, 1926). Die genannten Autoren, vor allem CHRIST, versuchten auch die zentralschweizerischen Klippen in die in den Préalpes romandes festgestellte Zonengliederung einzuordnen. So gehören die beiden Synklinalen Stanserhorn und Buochserhorn zusammen, ebenso die Platten des Arvigrates und der Musenalp. Im Klewengebiet haben wir den Übergang vom Faltenbau (Klewenalp) zum Schuppenbau (Klewenstock). Die einzelnen Klippenelemente liessen sich auch faciell in ähnlicher Weise vergleichen, wobei die altersmässige Stufeneinteilung mit Makrofossilien belegt wurde.

Von den neueren Arbeiten, die sich vorwiegend monographisch mit Stratigraphie und Mikropaläontologie einzelner Stufen der eigentlichen Klippendecke