Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 61 (1968)

Heft: 1

Artikel: Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern) : Geologie und Sedimentologie

Autor: Gasser, Urs

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163591

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 17.09.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 61/1	Seiten 229–319	19 Textfiguren, 10 Tabellen und 1 Tafel (I)	Basel, Juli 1968

Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern): Geologie und Sedimentologie

von URS GASSER, Bern

mit 19 Figuren und 10 Tabellen im Text sowie 1 Tafel (I)

INHALTSVERZEICHNIS

Verzeichnis der Figuren und Tabellen 230
Summary 231
Zusammenfassung 233
Vorwort 236
I. Einleitung 236
II. Geologisch-stratigraphische Übersicht über die innere Zone der subalpinen Molasse im Entlebuch 238
1. Nördliche Begrenzung 239
2. Südliche Begrenzung (= Alpenrandaufschiebung) 239
3. Stratigraphie der inneren Zone 240
A. Allgemeines 240
a. Lithofazies 240
b. Alter 240
c. Verteilung der Gesteine im bearbeiteten Gebiet 241
B. Marin-brackisches Unterstampien (= Rupélien) 242
a. Stratonomie 243
b. Paläontologisches 249
C. Horwer Platten 251
D. Fluvioterrestrisches Stampien 252
a. Stratonomie der Beichlen-Farneren-Nagelfluh 252
b. Stratonomie der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh 254
c. Paläontologisches 256
E. Primäre Sedimentstrukturen 257
III. Sedimentologische Untersuchungen 259
1. Lithofazies der untersuchten Gesteine 259
2. Methodisches 261
3. Geröllanalysen 262
A. Quantitative, mechanische Geröllanalyse 263
B. Qualitative, petrographisch-stratigraphische Geröllanalyse 266

a. Bestand und vermutliche Herkunft der Gerölle der Beichlen-Farneren-Nagelfluh und der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh 266

α. Sedimentäre Komponenten 266

(1) Flyschgesteine 266
Gruppe I der Flyschgesteine 267
Gruppe II der Flyschgesteine 269
(2) Schwermineralgehalt einiger Flyschgerölle und ihrer vermutlichen Mutterformationen 271
(3) Spongite 273
(4) Ölquarzite 274
(5) Fleckenkalke 274
(6) Dolomite 275
(7) Dichte Kalke 275
(8) Oolithisch-onkolithische Kalke 276
(9) Spatkalke 277
(10) Radiolarite 277

. Kristalline Komponenten 277

(1) Metamorphite 278
(2) Plutonite 278

b. Zusammenfassung der Resultate der qualitativen, petrographisch-stratigraphischen Geröllanalyse 279

C. Quantitative, petrographisch-stratigraphische Geröllanalyse 280

4. Karbonatbestimmungen 285
5. Leichtmineralanalyse 290
6. Schwermineralanalyse 292
7. Statistische Auswertung der sedimentpetrographischen Resultate mit Hilfe der Diskriminanzanalyse 295

IV. Paläogeographie 300

1. Marin-brackisches Unterstampien (eventuell inkl. oberes Lattorfien) 301
2. Fluvioterrestrisches Stampien 301

V. Tektonik 303

Verzeichnis der zitierten Literatur 316

Geologische Karten 319

VERZEICHNIS DER FIGUREN UND TABELLEN

Fig. 1 Strassenprofil Fruttegg-Chratzerenberg durch das Rupélien der Hilfernzone 244
Fig. 2 Profil durch die Hilfernzone (Rupélien) des Büeltibaches 245
Fig. 3 Detailausschnitt aus dem Strassenprofil Frutteg-Chratzerenberg: Sandsteinreiche Partie der Hilfernzone mit dazugehörigen Karbonatwerten 247
Fig. 4 Detailausschnitt aus dem Strassenprofil Fruttegg-Chratzerenberg: Tonmergelreiche Partie der Hilfernzone 248
Fig. 5 Strassenprofil nach Fruttegg durch die Beichlen-Farneren-Nagelfluh 253
Fig. 6 Strassenprofil nach Risetenloch durch die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh 255
Fig. 7 Die Geröllgrössenverteilung in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh 265
Fig. 8 Die Geröllgrössenverteilung in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh 265
Fig. 9 Die Schwermineralspektren von Flyschgeröllen aus der Nagelfluh sowie von einigen Flyschkomplexen des Rücklandes 270

Fig. 10 Die quantitative, petrographische Geröllverteilung in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh 282
Fig. 11 Die quantitative, petrographische Geröllverteilung in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh 283
Fig. 12 Das Steinbach-Profil (Profil 8) 286
Fig. 13 Querprofile durch die innere Zone der subalpinen Molasse im Gebiet des Entlebuchs (vgl. Tafel I) 288
Fig. 14 Resultate der Karbonat- und Leichtmineralanalysen aus der inneren Zone der subalpinen Molasse, dargestellt in den auf Fig. 13 ausgeschiedenen Profiltrassen 289
Fig. 15 Die Leichtminerale der inneren Zone der subalpinen Molasse in Dreiecksprojektion . 291
Fig. 16 Resultate der Schwermineralanalyse aus der inneren Zone der subalpinen Molasse, dargestellt in den auf Fig. 13 ausgeschiedenen Profiltrassen 294
Fig. 17 Unterscheidungsmöglichkeiten der lithostratigraphischen Einheiten anhand sedimentpetrographischer Kriterien: Resultate der Diskriminanzanalyse 297
Fig. 18 Paläogeographisches Schema für das fluvioterrestrische Stampien im Gebiet des Entlebuchs 303
Fig. 19 Tektonik der inneren Zone der subalpinen Molasse im Gebiet des Entlebuchs, dargestellt in den auf Fig. 13 ausgeschiedenen Profiltrassen 305

Tab. 1 Sandstein-Mergel-Verhältnis im Rupélien des Strassenprofiles Fruttegg-Chratzerenberg 243
Tab. 2 Sandstein-Mergel-Verhältnis im Rupélien des Büeltibach-Profiles 246
Tab. 3 Numerische Parameter des Detailprofiles Fig. 3 aus dem Rupélien an der Strasse Fruttegg-Chratzerenberg 248
Tab. 4 Numerische Parameter des Detailprofiles Fig. 4 aus dem Rupélien an der Strasse Fruttegg-Chratzerenberg 249
Tab. 5 Ostrakodenfundstellen 250
Tab. 6 Numerische Parameter für das Sammelprofil durch die Beichlen-Farneren-Nagelfluh (Fig. 5) an der neuen Strasse Schüpfheim-Fruttegg-Chratzerenberg 254
Tab. 7 Numerische Parameter für das Sammelprofil durch die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (Fig. 6) an der Strasse Ober Ängelgraben-Risetenloch 256
Tab. 8 Verzeichnis der Lokalitäten der gezählten Nagelfluhproben 264
Tab. 9 Numerische Werte der quantitativen, petrographisch-stratigraphischen Geröllanalyse 281
Tab. 10 Zusammenstellung der Resultate aller an den Proben ausgeführten Untersuchungen . 308

SUMMARY

The present study deals with the lithostratigraphy and sedimentology of the inner (southern) zone of the Subalpine Molasse in the Entlebuch area, situated 25 km west of Lucerne. This zone consists of marine-brackish and fluvioterrestrial series of Stampian age. In the Waldemme section (see plate 1) the inner zone is built up of two imbricated thrust sheets, dipping isoclinally SE

- the Beichlen-Farneren thrust sheet in the NW
- the Hilfern thrust sheet in the SE

The Beichlen-Farneren thrust sheet starts with marine-brackish marls, bearing ostracodes, which are overlain by some 20 meters of sandstones (Horwer Platten) and by a >1300 m thick cyclical fluvioterrestrial sequence of conglomerates, sandstones and marls. The ostracode fauna indicates a Rupelian age of the marine-brackish units, while the precise position of the fluvioterrestrial beds within the Stampian is uncertain.

The Hilfern thrust sheet consists of a marine-brackish sandstone-marl alternation of up to 1300 m in the Waldemme section. Conglomeratic intercalations at the Spirberg form a local fan (Flühlinagel-

fluh). The accompanying marls contain the well known fish fauna described by FRÖHLICHER & WEILER (1952) which indicates a Rupelian age. Except from nannoplancton (cf. SCHERER, 1961) no other microfossils were found. Yet in the upper beds of the Hilfern thrust sheet the same ostracode fauna was isolated which was also recognized at the base of the Beichlen-Farneren thrust sheet. Further NE in the Hilfern thrust sheet fluvioterrestrial conglomerates, the Heuboden-Äschitannen fan, which reaches a thickness of up to 1500 m, succeed the marine-brackish series.

The lowermost beds of the Hilfern thrust sheet, not discussed in this paper, might be of Lattorfian age. Some of the sandstones of these lowermost beds belong to the so called Grès du Val d'Illiez-type because they contain basic volcanic rock fragments (VUAGNAT, 1952). Moreover the sandstones show the typical primary sedimentary structures of flysch deposits which diminish successively upwards. This clearly indicates a transition from flysch-type to molasse-type sedimentation. The lateral change in the tectonic pattern of the investigated area from fault tectonic in SW to fold tectonic in the NE is due to the reduction of primary thickness in the Beichlen-Farneren fan.

The above mentioned lithostratigraphic units have been examined by sedimentary petrographic methods. Using the discriminant function it was statistically tested if the lithostratigraphic units differ from each other with regard to their mineral and pebble content.

Petrographical results

1. Conglomerates

The conglomerates in the Beichlen-Farneren fan and the Heuboden-Äschitannen fan, which are both of the same age, consist mainly of flysch sandstone pebbles. Those of the Heuboden-Äschitannen fan chiefly originate from the Ultrahelvetic nappes, those of the Beichlen-Farneren fan from the Prealpine nappes. The higher percentage of spongites and granites (incl. aplites) and the lower content of flysch pebbles in Beichlen-Farneren fan are significantly different from those of the Heuboden-Äschitannen fan.

2. Carbonate content

The Molasse of Stampia n age is characterized by a continuous increase of the carbonate conten from 24 % at the bottom of the marine-brackish series to 41% at the top of the fluvioterrestrial series reflecting the augmentation of carbonate detritus in the sandstones. The calcite-dolomite ratio in the Heuboden-Äschitannen fan is higher than in the Beichlen-Farneren fan because of the higher content of dolomitic flysch material from the Prealpine nappes in the latter.

3. Light mineral analysis

The composition of the conglomerates also affects that of the sandy matrix: The sandstones of the Beichlen-Farneren fan have a higher amount of feldspar than those of the Heuboden-Äschitannen fan. This is due to to the higher percentage of crystalline pebbles in the Beichlen-Farneren fan. The high amount of quartz with straight extinction in the Heuboden-Äschitannen fan proves an unstrained source area. The abundance of feldspar in the Steinibach-series probably demonstrates the diminishing influx of volcanic detritus. The heterogeneous distribution of the light minerals in the Subalpine Flysch seems to confirm its imbricated structure proposed by FURRER (1949).

4. Heavy mineral analysis

The inner zone of the Subalpine Molasse of the Entlebuch area displays a principally uniform heavy mineral assemblage that can roughly be characterized as a garnet-apatite association. It is modified by a redbrown spinel, the most significant mineral of the inner zone. It has been shown that this mineral was reworked from Prealpine flysch sediments. Weathering of a garnet bearing gneis which is still found as pebbles in the conglomerates lead to the high garnet content. Examination of the heavy minerals from some alpine flysch deposits showed that only the flysch of the Prealpine nappes holds spinel (cf. footnote 12). The Niesen Flysch demonstrates an apatite-zircon-tourmaline suite, the Ultrahelvetic Flysch a tourmaline-zircon assemblage. A sudden change of the heavy mineral associations within the Subalpine Flysch confirms once more its imbricated structure.

5. Statistical interpretation of the petrographical results by means of the discriminant function

The discriminant function is the most conveniant statistical test for the interpretation of mutually dependant petrographical dates. It gives the following results (cf. Fig. 17):

- The Subalpine Flysch is distinguishable from the Steinibach-series at 98% probability level by means of calcite and apatite chiefly.
- The Steinibach-series differs from the ostracode bearing upper part of the Lower Stampian with 98% probability owing essentially to spinel and epidote.
- The separation between the Horwer Platten and the ostracode bearing part of the marine-brackish Stampien is less distinct (87% probability).
- The discrimination between the Horwer Platten and the Beichlen-Farneren fan is even worse (82% probability) and indicates a common source. The Heuboden-Äschitannen fan, however, is clearly separated from the Horwer Platten (98% probability). This means propably that the river system of the Heuboden-Äschitannen fan did not yet exist during deposition of the Horwer Platten.

6. Palinspastic outline

At the change from Lattorfian to Rupelian the lower marl series of the Spirberg with intercalations of 'Grès du Val d'Illiez' has been deposited in a small trough bordering the Alpine front. The general aspect of the sediments clearly shows flysch facies. The conglomeratic intercalations in the upper part display the change in sedimentation from flysch-type to molasse-type. At the same time the small marine trough of the Lower Stampian becomes shallower. At the begin of the Horwer Platten sedimentation the filling of the Rupelian trough is practically achieved. The early river Aare with its main drainage area in the Prealpine units builds up the alluvial fan of the Beichlen-Farneren. Contrary to the river of Aare, which cut deeply in the Alpine body, a local torrential river system eroding the frontal part of the Alps deposits the Heuboden-Äschitannen fan.

ZUSAMMENFASSUNG

Die innere Zone der subalpinen Molasse im Gebiet des Entlebuchs (westlich Luzern), welche die marin-brackischen und fluvioterrestrischen Gesteinsabfolgen des Stampiens umfasst, wurde geologisch und sedimentologisch bearbeitet. Im Waldemme-Profil (vgl. Tafel I) ist die innere Zone gekennzeichnet durch einen isoklinal nach SE einfallenden Schuppenbau, gebildet durch

- die Beichlen-Farneren-Schuppe im NW
- die Hilfern-Schuppe im SE

Die *Beichlen-Farneren-Schuppe* besteht aus einer marin-brackischen Basiszone, welche die ostrakodenführenden Grisiger Mergel und die aus ihnen hervorgehenden Horwer Platten umfasst, und einer > 1300 m mächtigen fluvioterrestrischen, zyklisch gegliederten Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Abfolge. Während das Rupélien-Alter der marin-brackischen Einheiten anhand einer Ostrakodenfauna als gesichert gelten kann, bleibt die Alterzuweisung der fluvioterrestrischen Serie noch offen. Ihr generell stampisches Alter steht jedoch fest.

Die *Hilfern-Schuppe* umfasst eine marin-brackische Sandstein-Tonmergel-Abfolge, die im Waldemme-Querschnitt eine normalstratigraphische Mächtigkeit von > 1300 m erreicht. Grobdetritische Einlagerungen am Spirberg (Flühlinagelfluh) bilden einen lokal begrenzten unterstampischen Schuttfächer. Die im Bereich dieser Spirberg-Schüttung liegende berühmte Fischfundstelle im Steinibach (vgl. FRÖHLICHER & WEILER, 1952) ergibt Rupélien-Alter dieser Ablagerungen. Trotz intensiver Schlämmversuche (ca. 40 Proben) konnte in der Steinibach-Serie keine altersweisende autochthone Mikrofauna gefunden werden. Erst weiter nordöstlich im marin-brackischen Dach der Hilfern-Schuppe, die dort auch Horwer Platten und fluvioterrestrisches Stampien aufnimmt, wurde die schon an der Basis der Beichlen-Farneren-Schuppe identifizierte Ostrakodenfauna von Rupélien-Alter wiedergefunden.

Die basale Tonmergel-Serie der Hilfern-Schuppe am Spirberg, die altersmässig nach HOLLIGER (1953) eventuell noch ins Lattorfien reichen dürfte, wurde einstweilen noch nicht näher untersucht. Das Auftreten von Sandsteinen vom Typus Grès du Val d'Illiez in diesen tiefsten Teilen sowie die Häufigkeit der für die Flyschsedimentation charakteristischen primären Sedimentstrukturen, die gegen das Hangende allmählich zurücktreten, legen die Vermutung nahe, dass sich in der Hilfern-Schuppe der Übergang von Flysch- zu Molassesedimentation vollzieht. Diesem Problem, verbunden mit einer sedimentologischen und mikropaläontologischen Untersuchung der basalen Spirberg-Abfolge, soll später eine besondere Arbeit gewidmet werden.

Gegen NE wird das fluvioterrestrische Stampien der Beichlen-Farneren-Schuppe immer geringmächtiger, während die Hilfern-Schuppe in ihrem Dach fluvioterrestrische Serien aufnimmt, die am Heuboden (vgl. Tafel I) auf rund 900 m, am Regenflühli sogar auf 1500 m (SCHNEIDER, 1959) Mächtigkeit anschwillt. Parallel mit dieser Verlagerung des fluvioterrestrischen Stampiens von der Beichlen-Farneren-Zone in die Hilfern-Zone (= Heuboden-Äschitannen-Zone) gegen NE geht ein Wechsel in der Tektonik vor sich, indem sowohl die Beichlen-Farneren- wie die Hilfern-Schuppe ihren Schuppencharakter einbüssen und sich zu einer Synklinale resp. Antiklinale zurückbilden (vgl. Fig. 19). Die Ursachen dieses Wechsels im Baustil und die Beziehungen der marin-brackischen resp. fluvioterrestrischen Gesteinsserien der beiden Zonen wurden mit sedimentologischen Methoden geklärt. Zusätzlich wurde mit Hilfe der Diskriminanzanalyse geprüft, inwiefern sich die lithostratigraphischen Einheiten, insbesondere die makroskopisch gleichaussehenden Mergel der subalpinen Molasse und des subalpinen Flysches, durch sedimentpetrographische Kriterien unterscheiden lassen (vgl. Fig. 17).

In einem ersten Teil wurden die am Aufbau der inneren Zone beteiligten Gesteinsserien mit stratonomischen Daten erfasst (vgl. Fig. 1–6, Tab. 1–4 und Tab. 6–7).

In einem zweiten Teil wurden an Probeserien, die von Profilabschnitten quer durch die ganze innere Zone der subalpinen Molasse stammen (vgl. Fig. 12 und 13), Karbonatbestimmungen, Leicht- und Schwermineralanalysen (vgl. Fig. 12, 14 und 15 sowie Fig. 12 und 16) durchgeführt. Zudem wurden in den fluvioterrestrischen Serien 17 Geröllproben analysiert und statistisch ausgewertet (vgl. Fig. 7 und 8 sowie 10, 11 und 17).

Sedimentpetrographische Ergebnisse

1. Geröllanalysen:

Die Beichlen-Farneren-Nagelfluh und die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh, deren Gleichaltrigkeit durch die in ihrem Liegenden auftretenden, identischen Ostrakodenfaunen erwiesen werden konnte, zeichnen sich beide durch eine Vormacht an Flyschkomponenten aus (vgl. Fig. 10 und 11). Diejenigen der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh stammen vorwiegend aus dem Ultrahelvetikum, diejenigen der Beichlen-Farneren-Nagelfluh aus den prealpinen Decken (vgl. Fussnote 12). Durch den höheren Gehalt an Spongiten (16% gegen 7%), an hellen Graniten inkl. Apliten (2% gegen 0,5%) und durch den geringeren Gesamtanteil an Flyschgeröllen unterscheidet sich die Beichlen-Farneren-Nagelfluh von der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh mit 93–100% Sicherheit (vgl. Fig. 17).

2. Karbonatbestimmungen:

Die stampische Molasse ist gekennzeichnet durch eine Zunahme des Karbonatgehaltes von durchschnittlich 24% in den unteren marin-brackischen Teilen auf 41% in den oberen fluvioterrestrischen Ablagerungen. Diese Zunahme ist vorwiegend auf vermehrten Karbonatdetritus in den Sandsteinen zurückzuführen, wobei die Dolomitarenitkomponenten gegen das Hangende stets wichtiger werden. Das gegenüber der Beichlen-Farneren-Nagelfluh (4) stark erhöhte Calcit-Dolomit-Verhältnis der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (12) bestärkt die aus den Geröllanalysen hervorgegangene Feststellung, dass die dolomitreichen Flyschgerölle aus den präalpinen Decken (= Gruppe I) in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh zurücktreten.

3. Leichtmineralanalyse:

Die im grossen uniforme Verteilung der Leichtminerale in allen untersuchten Komplexen zeigt im kleinen einige interessante Erscheinungen (vgl. Fig. 12 und 15):

- Die Geröllzusammensetzung der Nagelfluhen zeichnet sich in der Leichtmineralzusammensetzung des feindetritischen Materials ab, indem dieses in der kristallinreicheren Beichlen-Farneren-Nagelfluh mehr Feldspat führt als in der kristallinarmen Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (vgl. Fig. 15). Der hohe Gehalt an dunkel auslöschenden Quarzen in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh lässt auf ein tektonisch nicht stark beanspruchtes Liefergebiet schliessen.
- Der Feldspatreichtum der Steinibach-Serie weist wahrscheinlich auf den abklingenden Einfluss vulkanitischer Materialzufuhr hin (vgl. Fig. 15).
- Die heterogene Leichtmineralverteilung im subalpinen Flysch scheint den von FURRER (1949: 149) angenommenen Schuppenbau dieses Komplexes zu bestätigen.

4. Schwermineralanalyse:

Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs hat eine prinzipiell einheitliche Schwermineralvergesellschaftung, die grob als Granat-Apatit-Kombination umschrieben werden kann. Diese Vergesellschaftung wird gegen das Hangende in zunehmendem Masse von einem rotbraunen Spinell (Lichtbrechung von 1,79–1,95 und vereinzelt höher) modifiziert, der schlechthin als Leitmineral der stampischen Ablagerungen der inneren Zone zu bezeichnen ist (max. 85% des Schwermineralgehaltes). Dieses Mineral konnte eindeutig als Umlagerungsprodukt präalpiner Flyschgerölle (vgl. Fussnote 12) identifiziert werden. Der ungeheuer angereicherte Granat (max. > 1000% gegenüber den restlichen Schwermineralen) muss aus dem Abrieb von leichtverwitterbaren, granatführenden Gneisgeröllen stammen, wie sie in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh und seltener in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh noch gefunden werden. Schwermineraluntersuchungen an den heute im Rückland noch anstehenden Flyschkomplexen ergaben, dass nur die Flyschgesteine der präalpinen Decken Spinell führen (vgl. Fig. 9 und Fussnote 12). Der Niesenflysch zeigt eine Apatit-Zirkon-Turmalin-Vergesellschaftung, die ultrahelvetischen Flyschgesteine eine Turmalin-Zirkon-Kombination. Der abrupte Wechsel in der Schwermineralvergesellschaftung innerhalb des subalpinen Flysches von der spinellführenden Granat-Apatit-Kombination in eine Zirkon-Turmalin-Kombination spricht wieder für den von FURRER (1949: 149) postulierten Schuppenbau des subalpinen Flysches.

5. Statistische Auswertung der sedimentpetrographischen Resultate mit Hilfe der Diskriminanzanalyse:

Die in der Geologie noch recht wenig angewandte Diskriminanzanalyse ist der geeignete statistische Test zur Auswertung gegenseitig abhängiger sedimentpetrographischer Daten. Anhand dieses Tests wurde versucht, die lithostratigraphischen Einheiten gegeneinander abzugrenzen (vgl. Fig. 17):

- Der subalpine Flysch unterscheidet sich von der Steinibach-Serie mit 98% mittlerer Trennwahrscheinlichkeit in erster Linie durch den hohen Calcitgehalt und den niedrigen Apatitgehalt im subalpinen Flysch.
- Die Steinibach-Serie ist mit 98% Sicherheit durch niedrigen Spinell- und Epidotgehalt vom ostrakodenführenden oberen Teil des marin-brackischen Unterstampiens abzutrennen.
- Dieser letztere unterscheidet sich nur schlecht (im Mittel 87%) von den Horwer Platten, und zwar durch niedrigen Anteil an dunkel auslöschenden Quarzen und höheren Gehalt an Zirkon.
- Noch schlechter ist die Trennwahrscheinlichkeit (im Mittel 82%) der Horwer Platten von der Beichlen-Farneren-Nagelfluh durch den Granat- und Dolomitgehalt, der gegen das Hangende ansteigt. Daraus lässt sich ein gemeinsames Liefergebiet der beiden letztgenannten Komplexe ableiten. Die gute Unterscheidungsmöglichkeit der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh von den Horwer Platten – 98% durch niedrigen Apatitgehalt und hohen Anteil an dunkel auslöschendem Quarz in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh – zeigt, dass zur Zeit der Horwer Platten-Sedimentation das Flußsystem des Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh-Schuttfächers wahrscheinlich noch nicht aktiv war.

6. Paläogeographie:

Aus den vorliegenden Untersuchungen ergab sich folgendes paläogeographisches Bild: An der Zeitwende Lattorfien-Unterstampien wird in einem schmalen, alpennahen Trog die basale Tonmergel-Abfolge des Spirbergs mit Einlagerungen von Grès du Val d'Illiez abgelagert. Der Gesamtaspekt der Sedimente weist noch eindeutig Flyschcharakter auf. Die grobdetritischen Einlagerungen im Hangenden (Flühlinagelfluh) zeigen als erste Delta-Schüttung einer Ur-Aare den Wechsel im Sedimentationstyp vom Flysch zur Molasse an. Parallel dazu geht eine fortschreitende Verflachung des unterstampischen Randtroges. Mit dem Einsetzen der Horwer Platten ist die Füllung des Rupélien-Troges praktisch vollendet. Die Ur-Aare mit ihrem Einzugsgebiet aus der Hasli-Maggia-Depression (STAUB, 1934: 64) fördert Schutt der präalpinen Einheiten in die perialpine Senke und bildet den Beichlen-Farneren-Schuttfächer. Im Gegensatz zu der sich tief in den Alpenkörper einschneidenden Ur-Aare stammt der Heuboden-Äschitannen-Schuttfächer von einem wildbachartigen Flußsystem, dessen Einzugsgebiet beschränkt ist auf den Steilabfall der Alpenfront – wo hauptsächlich Ultrahelvetikum bloss lag – in die voralpine Senke (vgl. Fig. 18).

VORWORT

Die vorliegende Untersuchung gehört zu einer Reihe geologisch-sedimentologischer Arbeiten, die unter Leitung von Herrn Prof. Dr. W. NABHOLZ in der Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern) durchgeführt wurden. Während die vorausgegangenen Arbeiten von MATTER (1964), VON SALIS (1966) und GASSER (1966) sich mit der mittelländischen Molasse resp. der äusseren Zone der subalpinen Molasse befassten, setzen sich die folgenden Darlegungen mit dem südlichsten Molassestreifen – der inneren Zone der subalpinen Molasse – auseinander. Somit sind die gesamten Molasseablagerungen im Gebiet des Entlebuchs erfasst worden. Die im Laufe der Arbeiten aufgeworfenen Probleme bilden jedoch kein so schön abgerundetes Ganzes, wie das topographische Bild des untersuchten Gebietes. Trotzdem – so hoffen wir – dürfte dieser nun gut untersuchte Abschnitt der Molasse künftigen Arbeiten in der näheren und weiteren Umgebung von Nutzen sein.

Die vorliegende Arbeit wurde ermöglicht durch die Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung. Dem Nationalfonds und speziell Herrn Prof. Dr. W. NABHOLZ, der mir gestattete, diese Arbeit im Rahmen seines Forschungsprojektes in sedimentologischer Geologie durchzuführen und mir stets mit interessierter Anteilnahme beistand, gilt mein besonderer Dank. Ferner möchte ich allen jenen, die am Zustandekommen dieser Arbeit mitgeholfen haben, herzlich danken:

Herrn Prof. Dr. F. ALLEMANN für die zeitraubende Durchsicht der Dünnschliffe und die Herkunftsbestimmung der sedimentären Nagelfluhgerölle.

Herrn Prof. Dr. A. LOMBARD für die Einführung in die Methodik der Stratonomie anlässlich einer mehrtägigen Exkursion ins Entlebuch.

Herrn Prof. Dr. A. STRECKEISEN für die Hilfe bei der mikroskopischen Bestimmung der kristallinen Nagelfluhgerölle.

Herrn PD Dr. H. RIEDWYL für die Hilfe bei der statistischen Auswertung der sedimentpetrographischen Resultate.

Herrn W. FREI für die Reinzeichnung der Figuren.

Herrn E. LACK und Herrn E. LUGINBÜHL für die Herstellung der Dünnschliffe.

Meinen Arbeitskollegen Herrn PD Dr. A. MATTER, Frl. Dr. K. VON SALIS sowie Herrn cand. geol. W. FLÜCK für die schöne Zusammenarbeit und die nützlichen Diskussionen.

Die Druckkosten wurden grosszügig von der Stiftung *Amrein-Troller*, Gletschergarten Luzern, sowie der *Schweizerischen Geologischen Gesellschaft* übernommen. Beiden Spendern bin ich zu grossem Dank verpflichtet.

I. EINLEITUNG

Die Erkenntnisse über den Bau der subalpinen Molasse gingen von jeher vom Luzerner Querschnitt aus, da dessen einfacher Baustil die Studien begünstigte. So gelang BAUMBERGER (1920: 137) mit der Klärung der Altersfrage der Horwer Schichten – die er als Stampien erkannte – eine Entdeckung, die für das Verständnis der subalpinen Molassetektonik entlang des ganzen nördlichen Alpenrandes von ent-

scheidender Bedeutung werden sollte. Bis zu seiner kurzen Notiz im Jahre 1920 galten nämlich die Horwer Schichten als südliche Äquivalente des «?Burdigaliens», d.h. unseres heutigen Luzerner Sandsteins, was vor allem auch von ROLLIER (1911) vertreten wurde. Mit aller Entschiedenheit wandte sich STEHLIN (1911: 481) schon 1911 gegen ROLLIERS Behauptung, dass am Alpennordrand keine voraquitanen Molasseschichten aufträten. Nachdrücklich weist er auf das voraquitane Alter von Säugerfunden in Vaulruz und Bumbach hin, in Gesteinsserien, die schon damals als Äquivalente der Horwer Schichten resp. deren Hangendem aufgefasst wurden. Er stiess jedoch auf keinen Widerhall. Entsprechend der damaligen stratigraphischen Auffassung wurden die Horwer Schichten mit der hangenden Riginagelfluh als Südschenkel mit dem Luzerner Sandstein als Nordschenkel zu einem grossen Gewölbe verbunden. Der schon altbekannte Faltenbau der Granitischen Molasse (KAUFMANN, 1860: 7–10) wurde als gepresster Kern dieses Gewölbes interpretiert. Die Einfachheit dieser Deutung war einleuchtend. So finden wir diese Interpretation auch in HEIMS «Geologie der Schweiz» (1919, Taf. VI) und in den Profilen zur geologischen Vierwaldstättersee-Karte von BUXTORF et al. (1915). Die tektonischen Konsequenzen, die sich aus der neuen stratigraphischen Einstufung der Horwer Schichten ergaben, sind erstmals angedeutet in BAUMBERGERS Notiz «Über das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten» (1920: 138). Sie finden ihren Niederschlag dann auch im Exkursionsbericht der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im Jahre 1925 (BAUMBERGER et al., 1925: 280), dann ausführlicher in der Arbeit «Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand» (1931) sowie in einigen späteren Veröffentlichungen (BAUMBERGER, 1929, 1934; BAUMBERGER & KRÄUSEL, 1934). Die Aufteilung in eine äussere, gefaltete und eine innere, überschobene Zone der subalpinen Molasse, wie sie BAUMBERGER postulierte, konnte grundsätzlich vom Rhein bis nach Schangnau im Kt. Bern bestätigt werden.

Neuere Arbeiten in der subalpinen Molasse (KLEIBER, 1937; RENZ, 1937; HABICHT, 1945 a, b; FÜCHTBAUER, 1964; GASSER, 1966) zeigten jedoch, dass sich eine tektonische Aufteilung in eine äussere, gefaltete und eine innere, überschobene Zone nicht rechtfertigt. Der Unterschied im Baustil der äusseren und der inneren Zone ist nicht prinzipieller, sondern nur gradueller Art, wobei je nach der regionalen lithologischen Ausbildung des von der Tektonik erfassten Gesteinspaketes der eine oder der andere Deformationstyp überwiegt. Eine stratigraphische Unterteilung in eine stampische, innere Zone und eine poststampische, äussere Zone fällt dahin, da nach ZÖBELEIN (1963) im Gebiet des oberen Zürichsees und nach unseren früheren Untersuchungen (GASSER, 1966) im Gebiet des Entlebuchs die Zeitgrenze Stampien-Aquitanien in die lithologische Einheit der Granitischen Molasse fällt und im Felde nicht festzulegen ist. Wenn wir in unserer früheren Arbeit die Zweiteilung dennoch beibehielten – im Gegensatz zu den Arbeiten von HAUS (1937) und HOLLIGER (1953) im südwestlich anschliessenden Gebiet – so nur aus dem einen Grund: Die durch Detailstudien sich immer komplexer erweisende Tektonik der subalpinen Molasse soll an einer kartierbaren Grenze zweigeteilt werden, damit der ohnehin schon komplizierte Bauplan gedanklich leichter erfassbar bleibe. Mit dem Auftreten der unterstampischen Grisiger Mergel an der Basis der Heuboden-Äschitannen- resp. der Beichlen-Farneren-Zone ist eine solche Grenze zumindest für das Gebiet von Luzern bis Schangnau gegeben, was uns bewog, die «Hauptaufschiebung» an die Basis dieser Mergel zu legen.

II. GEOLOGISCH-STRATIGRAPHISCHE ÜBERSICHT ÜBER DIE INNERE ZONE DER SUBALPINEN MOLASSE IM ENTLEBUCH

Die gesamte subalpine Molasse im Gebiet des Entlebuchs lässt sich im Waldemmetal nach den neusten Untersuchungen von N nach S wie folgt aufteilen:

mittelländische Molasse (= steilgestellter N-Schenkel der «Hauptantiklinale»)

1. Antiklinalzone der Granitischen Molasse 2. Schangnau-Schuppe (nur aus Granitischer Molasse bestehend) 3. Hornbüel-Schuppenzone[1])	Äussere Zone der subalpinen Molasse
× ——— Hauptaufschiebung ——— ×	
1. Beichlen-Farneren-Schuppe 2. Hilfern-Schuppe	Innere Zone der subalpinen Molasse
× ——— Alpenrand ——— ×	

subalpiner Flysch

Im folgenden werden wir uns ausschliesslich mit den Molasseeinheiten im S der Hauptaufschiebung befassen, also mit der inneren Zone der subalpinen Molasse. Die Wahl des zu untersuchenden Gebietes fiel auf das Entlebuch, weil sich hier innerhalb der inneren Zone ein Wechsel in der Tektonik von Schuppenbau zu Faltenbau abspielt, wie dies vor allem RENZ (1937: 162) betonte. Die scharfe Zweiteilung der inneren Zone in eine Beichlen-Farneren-Schuppe im NW und eine Hilfern-Schuppe im SE, wie sie uns im Querschnitt des Waldemmetales entgegentritt, ist im Querschnitt des Entlentales – 10 km weiter nordöstlich – nicht mehr feststellbar. Die beiden tektonischen Einheiten haben ihre Identität verloren. Die Hilfern-Aufschiebung im Gebiet der Waldemme hat sich im Tal der Entlen zu einer Antiklinale zurückgebildet. Aber auch innerhalb der Beichlen-Farneren-Zone macht sich der Faltenbau in Form einer Synklinale bemerkbar. Erst östlich des Eigentales setzt die Schuppenstruktur wieder ein. Hier allerdings bildet die innere Zone eine einzige Großschuppe – nämlich die des Rigi-Rossbergs –, deren Schichten von der Hauptüberschiebung bis an den Alpenrand isoklinal gegen SE einfallen. Diese Tektonik steht sicher in engstem ursächlichem Zusammenhang mit der lithologischen Ausbildung der ganzen inneren Zone. Voraussetzung zur Klärung dieser komplexen Tektonik im Gebiet des Entlebuchs wird die Kenntnis der Paläogeographie zur Zeit der Bildung der fraglichen Gesteinskomplexe sein. Wir werden im folgenden versuchen müssen, mit allen zur Verfügung stehenden Mitteln ein Bild der Paläogeographie zu entwerfen, woraus sich dann die tektonischen Phänomene zwanglos erklären lassen sollten.

---

[1]) Die Hornbüel-Schuppenzone ist identisch mit der von BUXTORF et al. (1941: 151) südsüdwestlich von Luzern ausgeschiedenen Giebelegg-Schuppe. Nachdem diese Schürfzone vom Luzerner Querschnitt bis ins Schangnau durchverfolgt werden konnte, drängte sich eine Umbenennung auf, um Verwechslungen mit der von RUTSCH (1933: 17) westlich von Thun aufgestellten Giebelegg-Schuppe, die weder tektonisch noch altersmässig mit der luzernischen Giebelegg-Schuppe in Beziehung steht, zu vermeiden (siehe auch GASSER, 1966: 730).

1. NÖRDLICHE BEGRENZUNG

Die nördliche Grenze der inneren Zone der subalpinen Molasse fällt nach obiger Definition mit der Hauptaufschiebung zusammen und ist mit dem Einsetzen der grauen Tonmergel-Serie im Felde ohne weiteres erkenntlich. Sie zieht von Horw herkommend, immer steil nach SE einfallend, entlang den bewaldeten Hügeln des Pilatus-Nordfusses über den Chrienser Hochwald ins Eigental (vgl. BUXTORF et al. 1941) und von hier über Spinnegg-Eggspüri in den südlichen Fischenbach und nach dem Folleneggli (vgl. Tafel I). Weiter gegen SW wird sie durch die riesige Quartärmasse des rechten Entlentales überdeckt und kommt in der Kleinen Entlen, ca. 400 m südlich des Zusammenflusses mit der Grossen Entlen, wieder zum Vorschein. Von hier lässt sie sich am Fusse des Hügelzuges der Farneren und der Beichlen bis an den Lochsitenberg, östlich von Schangnau, durchverfolgen. Von Horw bis zum Lochsitenberg bilden die Grisiger Mergel die Basis der inneren Zone. Östlich von Schangnau keilen diese jedoch aus und werden durch die jüngern Vaulruz-Schichten abgelöst. HAUS (1937: 8) hat sich in seiner Arbeit eingehend mit diesem Wechsel befasst.

2. SÜDLICHE BEGRENZUNG (= Alpenrandaufschiebung)

Wesentlich schwieriger gestaltet sich die Grenzziehung im S, namentlich dort, wo graue Tonmergel-Serien der Hilfern-Schuppe mit lithologisch gleich ausgebildeten Gesteinen des subalpinen Flysches in Kontakt treten. Zudem ist die Grenze selten gut aufgeschlossen. HOLLIGER (1953) erwähnt Aufschlüsse in den Bacheinschnitten nordwestlich der Schrattenfluh. Er beobachtet hier keine scharfe Überschiebungsfläche, sondern «eine mehr oder weniger breite Störungszone, in welcher Gesteine der beiden angrenzenden tektonischen Einheiten verschuppt und ineinandergepresst vorliegen» (siehe auch HAUS, 1937: 6). FRÖHLICHER (1933:30) unterschied die beiden tektonischen Einheiten, indem er die Mergel mit Meletta-Schuppen der Molasse, diejenigen ohne aber dem subalpinen Flysch zurechnete. Es wird eine weitere Aufgabe dieser Arbeit sein, zu untersuchen, ob sich sedimentologisch eindeutige Kriterien zur Abgrenzung der beiden Komplexe finden lassen.

Vereinfacht wird die Grenzziehung, wenn an der Aufschiebung für die Molasse oder den Flysch typische Gesteine auftreten. Dies trifft zu für den Abschnitt Vierwaldstättersee bis Änggenlauenen-Bach im hinteren Tal der Kleinen Entlen, 8 km südlich von Entlebuch (vgl. Tafel I): Die nagelfluhreichen Abfolgen des Rigi-Rossberges im Vierwaldstätterseegebiet und diejenigen des Regenflühli-Heuboden-Äschitannen-Zuges südöstlich des Entlebuchs bilden meist einen genügend scharfen Kontrast zu den Sandsteinen und schiefrigen Tonmergeln des subalpinen Flysches. Andrerseits gibt sich der subalpine Flysch oft durch seine fossilführenden Grobsandsteine oder durch den dichten, schiefrigen, dunkelgrauen Macigno zu erkennen (vgl. FURRER, 1949: 121). Obschon die Flysch-Molasse-Grenze wegen der oben erwähnten Schwierigkeiten – aber vor allem wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse – im Detail nicht genau festlegbar ist, können wir ihren Verlauf vom Vierwaldstättersee bis ins Gebiet von Schangnau ohne weiteres verfolgen: Als steil nach SE einfallende tektonische Linie zieht die Alpenrandaufschiebung am NW-Fuss der Randkette entlang, deren Kammlinie meist parallel folgend.

3. STRATIGRAPHIE DER INNEREN ZONE

A. Allgemeines

a. Lithofazies

Nach lithofaziellen Gesichtspunkten lassen sich die Gesteine der inneren Zone in zwei Gruppen aufteilen:

1) Eine marin-brackische Tonmergel-Sandstein-Abfolge mit z. T. konglomeratischen Einlagerungen = Untere Meeresmolasse.
2) Eine fluvioterrestrische, zyklisch gegliederte Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Abfolge = Untere Süsswassermolasse p. p.

b. Alter

Im Steinibach, 3 km nördlich Flühli (vgl. Tafel I) gelang es FRÖHLICHER, in der Tonmergel-Sandstein-Abfolge der Hilfern-Schuppe eine Fischfauna zu isolieren (FRÖHLICHER, 1931: 241, 1933: 30, 1943: 203), die von WEILER (in FRÖHLICHER & WEILER, 1952) eingehend bearbeitet wurde. Er stellte unter anderem folgende Arten fest:

Cetorhinus parvus LERICHE
Clupea sardinites (HECKEL)
Centriscus cf. teleajensis WEILER (Amphisyle)

Anhand dieser Fauna stellt WEILER die Steinibach-Serie ins Unterstampien (= Rupélien).

HOLLIGER (1953: 41) fand im Sandstein-Mergel-Komplex des Spirberges, der nach diesem Autor, nach HAUS (1937: 7) sowie nach eigenen Beobachtungen als Normalliegendes der Fischfundstelle im Steinibach aufzufassen ist, grüne Sandsteine, die mit bestimmten Varietäten des Taveyannazsandsteines vergleichbar sind (Grès du Val d'Illiez nach VUAGNAT, 1952). Er glaubt nun, diesen untersten Teil der Tonmergel-Sandstein-Serie im Entlebuch analog den Villardvolard-Schichten bei Bulle (MORNOD, 1949: 74) eventuell schon dem Lattorfien zuordnen zu dürfen. Da er jedoch keine paläontologischen Anhaltspunkte hat, lässt er die Altersfrage offen. BLAU (1966: 50) weist in seiner Arbeit im Gebiet westlich von Thun auf den Zusammenhang dieser untersten Serie des Spirberges mit seinen Jordisbodenmergeln resp. Goldeggsandsteinen hin. In den ersteren fand er eine Foraminiferenfauna, die nach HAGN «mit grosser Wahrscheinlichkeit» auf Lattorfien-Alter deutet (BLAU 1966: 41), während die als normalstratigraphische Einschaltungen betrachteten Goldeggsandsteine auch die Grès du Val d'Illiez führen. Durch die neuesten Untersuchungen von SCHERER (1966), der im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz die «Micropoudingues à Porphyrites arborescentes» zusammen mit einer oligozänen Foraminiferenfauna finden konnte, gelangt die Frage des Alters der Spirberg-Serie erneut in den Vordergrund. Wir werden sie später im Zusammenhang mit den paläogeographischen Ergebnissen dieser Arbeit (S. 300) wieder aufgreifen.

Vorläufig halten wir fest, dass die Möglichkeit unteroligozänen Alters für die tiefsten Einheiten der inneren Zone der subalpinen Molasse im Gebiet des Entlebuchs

ohne weiteres besteht. Wenden wir uns nun dem Alter der jüngsten Ablagerungen der inneren Zone zu:

Die Faziesgrenze zwischen der marin-brackischen und der fluvioterrestrischen Abfolge wurde von vielen Autoren (FRÖHLICHER, 1933; MORNOD, 1949; HABICHT, 1945a) auch als Zeitgrenze zwischen Rupélien und Chattien interpretiert. HABICHT (1945a: 92) macht jedoch die Einschränkung, dass er «den Begriff Chattien stets nur als Sammelbegriff für die über dem Rupélien folgenden limnoterrestrischen Stampien-Serien» auffasse. Bestimmter äussert sich FRÖHLICHER (1933: 61), indem er den ganzen Komplex anhand einer Gastropodenfauna, die er an der Basis wie im Dach der fluvioterrestrischen Abfolge fand, nach einer Bestimmung von BAUMBERGER ins Oberstampien (= Chattien) weist.

Zu einer anderen Auffassung gelangt HOLLIGER (1953: 71): Unter der Annahme, dass die gesamte Beichlen-Serie ins Liegende der altbekannten Säugerfundstellen von Bumbach (ca. 3 km südöstlich von Schangnau) und Losenegg (Eriz) zu stellen sei, nimmt er für die ganze Beichlen-Serie unter- bis mittelstampisches Alter an. Losenegg wurde nämlich von STEHLIN (1922: 576) als mittelstampisch datiert. Das Alter der stratigraphisch tiefer liegenden Fundstelle von Bumbach sowie dasjenige der Beichlen-Serie kann also höchstens mittelstampisch sein (vgl. auch HAUS, 1937: 21). Über die von HOLLIGER nicht näher erläuterte Einstufung der Beichlen-Serie ins Liegende der Fundstelle von Bumbach hegen wir zumindest Zweifel. Wir erachten es als sehr unsicher, in den horizontal kaum auf längere Distanz aushaltenden fluvioterrestrischen Schichtgliedern, die zudem zwei verschiedenen Schüttungszentren angehören, solche Korrelationen durchzuführen.

Am Vierwaldstättersee gliedern BUXTORF et al. (1941: 44) folgendermassen auf: Das tiefste der marin-brackischen Abfolge, die unterstampischen Grisiger Mergel, werden als Untere Horwer Schichten, die ebenfalls als sicher unterstampisch geltenden Horwer Platten als Mittlere Horwer Schichten ausgeschieden. Das fluvioterrestrische Hangende der Horwer Platten sind die Oberen Horwer Schichten. Mit dem Einsetzen bunt gefärbter Schichten und kompakter Nagelfluhbänke wird das fluvioterrestrische Stampien als Weggiser Schichten bezeichnet. Schon dieser Grenzziehung haftet laut obigen Autoren etwas Willkürliches an. Über die Zeitgrenze Rupélien – Chattien aber herrscht auch in diesem Abschnitt keine Klarheit. Die Weggiser Schichten könnten nach BUXTORF (1941: 44) eventuell ins untere Chattien zu stellen sein.

Da wir keine neuen Fossilfunde im Bereich der Beichlen-Farneren-Nagelfluh verzeichnen können, ist es unmöglich, etwas zur Altersfrage der fluvioterrestrischen Abfolgen beizutragen. Zusammenfassend lässt sich über das Alter der inneren Zone folgendes aussagen:

Der Hauptanteil der Gesteine der inneren Zone bildet einen Ausschnitt aus einer stampischen Schichtfolge. Inwiefern die tiefsten Schichten – aufgeschlossen am Spirberg – noch Unteroligezän umfassen, bleibt vorderhand mangels paläontologischer Belege offen. Ebenso unsicher ist die zeitliche Obergrenze des Schichtpaketes. Jedenfalls greift es im Entlebuch sicher nicht über das Stampien hinaus.

c. Verteilung der Gesteine im bearbeiteten Gebiet

Die Tonmergel-Sandstein-Abfolge hat ihre mächtigste Verbreitung im Tal der Kleinen Entlen, d.h. im S der Farneren (siehe Tafel I). Besonders im SW ist sie

gekennzeichnet durch eine grosse Anhäufung von Sandsteinen. Wir haben es mit dem NE-Ausläufer des Spirberges zu tun, der mit seinen 850 m mächtigen Sandsteineinschaltungen in eine mehr oder weniger reine Tonmergel-Serie den mittleren Teil der Hilfern-Schuppe im Waldemmetal bildet (HOLLIGER, 1953: 36). HOLLIGER beschreibt im Liegenden eine 400 m mächtige, vorwiegend aus Tonmergel bestehende Schichtfolge, die als Einlagerungen unter anderem die graugrünen Sandsteine mit den «Porphyrites arborescentes» enthält. Diese tiefste Serie der inneren Zone – ja, der subalpinen Molasse überhaupt – kommt östlich der Waldemme nirgends mehr zum Vorschein.

Die beinahe reinen Tonmergel mit geringmächtigen Siltsteineinlagerungen, wie sie im vorderen Tal der Kleinen Entlen sowie entlang der Heuboden-Äschitannen-Zone östlich der Grossen Entlen und an der Basis des gesamten Beichlen-Farneren-Zuges auftreten, gehören ins Hangende der Spirberg-Serie. Wo sie Ostrakoden führen, bilden sie unmittelbar das Liegende der fluvioterrestrischen Ablagerungen (siehe auch S. 250).

Die fluvioterrestrische Fazies findet sich in zwei, auch morphologisch heraustretenden Zügen:

1. Dem Hügelzug der Farneren, der an der Gstellfluh westlich der Grossen Entlen endet und als Ganzes die direkte nordöstliche Fortsetzung der Beichlen darstellt.
2. Dem vom Änggenlauenen-Bach (im Tal der Kleinen Entlen, 8 km südlich Entlebuch) über die Hügelzüge Buechstalden-Äschitannen-Chnubel-Heuboden-Chridegg-Hüenerhubel-Regenflühli ins Eigental zu verfolgende Nagelfluhrücken (vgl. Tafel I).

Die Beziehungen zwischen diesen zwei fluvioterrestrischen Zonen – wir bezeichnen sie als Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh – werden uns im folgenden noch beschäftigen.

Das lithofaziell markanteste Schichtglied der inneren Zone liegt im Übergang des marin-brackischen zum fluvioterrestrischen Stampien: die Horwer Platten[2]). Durch die konstante horizontale Verbreitung – sie werden in der ganzen Schweiz sowie im Vorarlberg gefunden – bilden sie den einzigen zuverlässigen Leithorizont in der ganzen subalpinen Molasse. Sie treten überall dort auf, wo der obige Fazieswechsel aufgeschlossen ist, für unser Gebiet also im Liegenden des Beichlen-Farneren-Zuges und des Heuboden-Äschitannen-Zuges. Ferner finden wir sie z. T. auch aufgeschürft in der Hornbüel-Schuppenzone der äusseren Zone.

B. Marin-brackisches Unterstampien (= Rupélien)

Die besten Aufschlüsse östlich der Waldemme liegen im Matzenbach, im Steinibach – beides Querbäche zur Waldemme nördlich von Flühli –, dann im oberen Teil der neuen Strasse Schüpfheim-Fruttegg-Chratzerenberg (südlich der Farneren) und im Büeltibach, einem Querbach der Kleinen Entlen auf der S-Abdachung der Farneren (vgl. Tafel I). Alle diese Aufschlüsse umfassen den tieferen Teil des marin-brackischen Unterstampiens. Den höheren Teil – das unmittelbar Liegende der

[2]) Synonyme der Horwer Platten sind u.a.: Grès de Massongex, Vaulruz-Sandsteine, Biltener Sandsteine und Bausteinschichten.

fluvioterrestrischen Abfolge – finden wir am besten aufgeschlossen in den Bachrunsen des Farneren-N-Hanges und östlich der Grossen Entlen am Folleneggli (2 km östlich Finsterwald) und in den Bachrunsen nördlich des Heubodens (vgl. Tafel I).

a. Stratonomie

Das Strassenprofil Fruttegg-Chratzerenberg wurde detailliert aufgenommen und ist in Fig. 1 dargestellt. Bei der Profilaufnahme wurde wie folgt vorgegangen:

Ein Charakteristikum der unterstampischen Abfolge ist der monotone Wechsel von Tonmergel zu Sandstein (bzw. Siltstein) vom Zentimeter-bis in den Meter-Bereich. Eine Schicht-für-Schicht-Aufnahme nach der Methode LOMBARD (1963) über einige hundert Meter Mächtigkeit war zum vornherein – schon wegen der nicht durchwegs idealen Aufschlussverhältnisse – ausgeschlossen. Das Profil wurde deshalb in Schichtkomplexe unterteilt, die in sich mehr oder weniger konstante lithologische Ausbildung zeigen. Als Kriterium diente das Verhältnis vom Sandsteinanteil zum Mergelanteil. Da aber auch bei gleichem Sandstein-Mergel-Verhältnis der Aspekt eines Schichtkomplexes je nach der Mächtigkeit der einzelnen Lagen sehr stark variieren kann, wurde zudem noch die maximale Mächtigkeit der auftretenden Sandsteinbänke mitberücksichtigt.

Obschon wir streng genommen kein stratonomisches Schicht-für-Schicht-Profil im Sinne LOMBARDS (1963) haben, sei uns gestattet, das Verhältnis Sandstein-Mergel, bezogen auf die gesamte aufgeschlossene Profillänge, zu errechnen. Wir erhalten unter Berücksichtigung der einzelnen Schichtkomplexe für das Gesamtprofil folgende Werte:

Tabelle 1: Sandstein-Mergel-Verhältnis im Rupélien des Strassenprofils Fruttegg-Chratzerenberg

Lithofazies	Sandstein	Mergel	Total
Mächtigkeit pro Lithofazies in Metern	217 m	211 m	428 m
Mächtigkeit pro Lithofazies in %	51%	49%	100%

Der hohe Sandsteinanteil, der rund die Hälfte der Mächtigkeit ausmacht, zeigt deutlich den Einfluss der detritischen Spirberg-Schüttung (vgl. HOLLIGER, 1953: 36), in deren nordöstlichem Ausläufer wir uns befinden. Nach den Streichrichtungen zu schliessen, dürfte der oberste Sandsteinkomplex in Figur 1 ungefähr der Flühli-Nagelfluh – dem grobdetritischen Dach der Steinibach-Serie – entsprechen[3]).

Wie rasch die detritische Zufuhr aus dem Spirberg gegen NE ausklingt, zeigt ein Vergleich mit den aus Figur 2 erhaltenen Werten der Tabelle 2. Figur 2 gibt das Profil im Büeltibach, 2,5 km nordöstlich des ersten Profils (vgl. Tafel I), wieder. Es wurde nach den gleichen Kriterien wie dasjenige auf Figur 1 aufgenommen und dürfte strati-

[3]) MOLLETS Annahme (1921: 48), der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluhzug finde seine Fortsetzung in der Flühli-Nagelfluh, ist schon aus rein geometrischen Gründen unmöglich. HOLLIGER (1953: 44) kommt aus geröllanalytischen Gesichtspunkten zum gleichen Schluss.

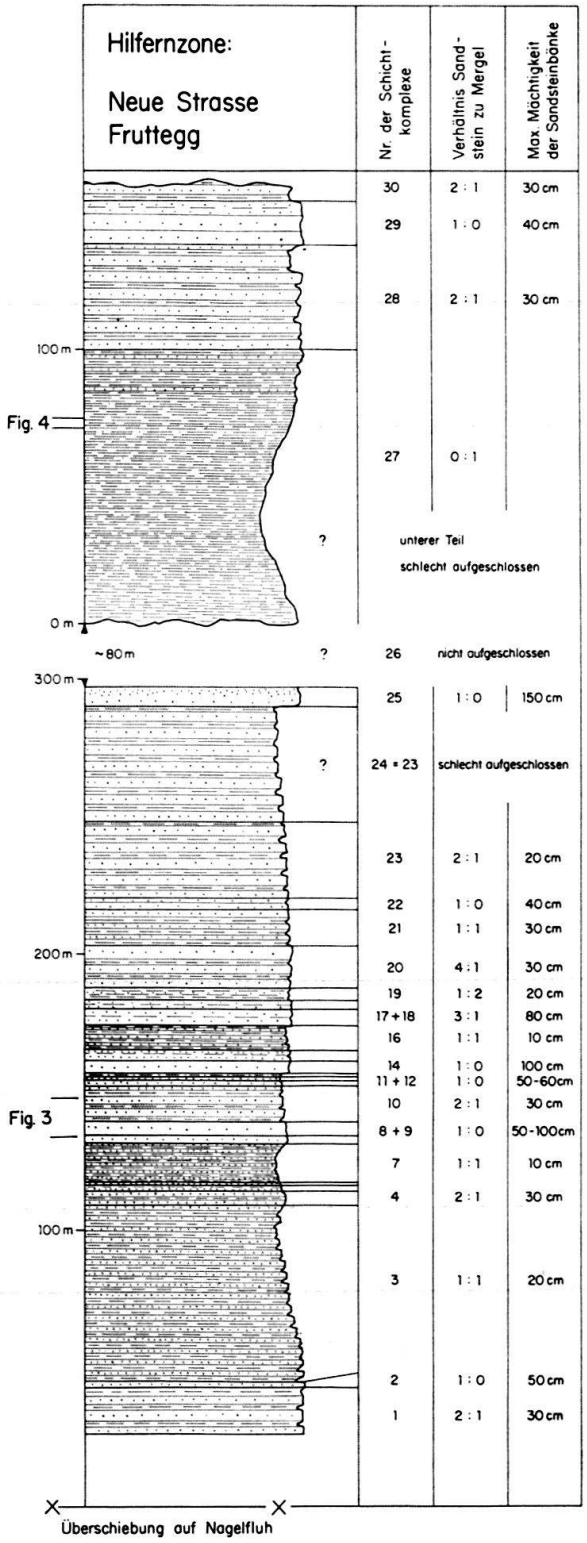


Fig. 1 Strassenprofil Fruttegg-Chratzerenberg durch das Rupélien der Hilfernzone
Koord. 645'250/196'825 bis 645'800/196'600

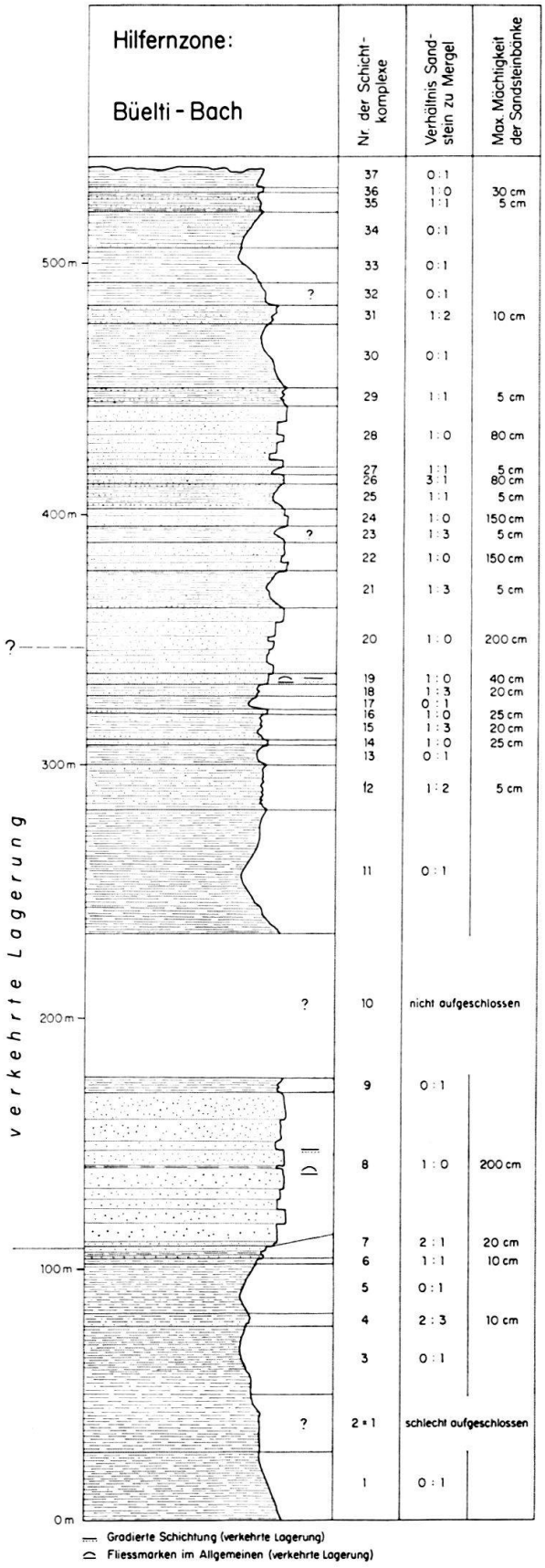


Fig. 2 Profil durch die Hilfernzone (Rupélien) des Büeltibaches. Koord. 647'445/198'480 bis 647'000/198'800

graphisch ungefähr diesem entsprechen. Eine genaue Korrelation der beiden Ausschnitte ist jedoch nicht möglich, besonders deshalb, weil beträchtliche Abschnitte des Büeltibachprofiles nach sedimentologischen Kriterien (gradierte Schichtung, charakteristische Schichtunterflächen-Marken) eindeutig verkehrt liegen (Näheres siehe Abschnitt Tektonik S. 303 und Fig. 19).

Tabelle 2: Sandstein-Mergel-Verhältnis im Rupélien des Büeltibach-Profiles

Lithofazies	Sandstein	Mergel	Total
Mächtigkeit pro Lithofazies in Metern	180 m	301 m	481 m
Mächtigkeit pro Lithofazies in %	37%	63%	100%

Das Verhältnis Sandstein-Mergel hat sich von 1:1 an der Fruttegg im SW auf 1:2 im Büeltibach – 2,5 km weiter NE – zugunsten des Mergels verschoben. Da weiter im NE die tieferen Einheiten des Rupélien aus tektonischen Gründen nicht mehr aufgeschlossen sind, ist es unmöglich festzustellen, wie weit die Spirberg-Schüttung sich noch nach NE auswirkte.

Um den Aspekt der marin-brackischen unterstampischen Schichtfolge auch im kleinen zu vermitteln, wurden zwei Detailprofile nach der Methode LOMBARD (1963) aufgenommen. Sie sind in Figur 3 und Figur 4 dargestellt. Die Profile stammen aus den sehr frischen Aufschlüssen, die mit dem Bau der neuen Strasse Fruttegg-Chratzerenberg freigelegt wurden. Es sind kleine Teilausschnitte aus dem Sammelprofil Figur 1 (S. 244). Figur 3 ist für den unteren, sandigen Teil der marin-brackischen Abfolge charakteristisch; Figur 4 für die tonmergelreichen Partien, wie sie zwischen den sandigen Teilen auftreten, vor allem aber den obersten, ostrakodenführenden Abschnitt der Abfolge bilden.

Die Kurve neben den Profilen entspricht der «courbe lithologique» von LOMBARD (1963: 493). Vom ganzen Spektrum der als Standardserie (= «Série virtuelle locale») ausgeschiedenen Korngrössenklassen (Nagelfluh bis Mergel) nehmen beide Profile (Fig. 3 und Fig. 4) nur den feinklastischen Bereich in Anspruch. In Figur 3 ist es einzig die ca. 5 m mächtige Sandschüttung, die den monotonen Wechsel von Feinmittelsandstein zu Mergel momentan unterbricht. Vom grobklastischen Material des Spirberg-Querschnitts bleiben einzig einige Tongallen an der Basis der Sandsteinbänke übrig; die Hauptmasse des Sandes überschreitet die Korngrösse 0,6 mm nicht. Das in Figur 3 optisch erfassbare Korngrössen- und Schichtmächtigkeiten-Verhältnis wurde in Tabelle 3 numerisch zusammengestellt (vgl. auch LOMBARD, 1963: 493).

Fassen wir die Sandsteine zusammen und stellen sie gesamthaft den Mergeln gegenüber, beträgt der Sandsteinanteil 57,5%, der Mergelanteil aber 42,5%. Diese Werte weichen etwas von denjenigen des Sammelprofils (Fig. 1, S. 244) ab. Die Verschiebung zuungunsten der Mergel in Tabelle 3 ist leicht erklärlich, da wir ja im Detailprofil (Fig. 3) bewusst eine sandsteinreiche Partie herausgegriffen haben. Auf der rechten Bildseite von Figur 3 sind zudem detaillierte Karbonatwerte zur Dar-

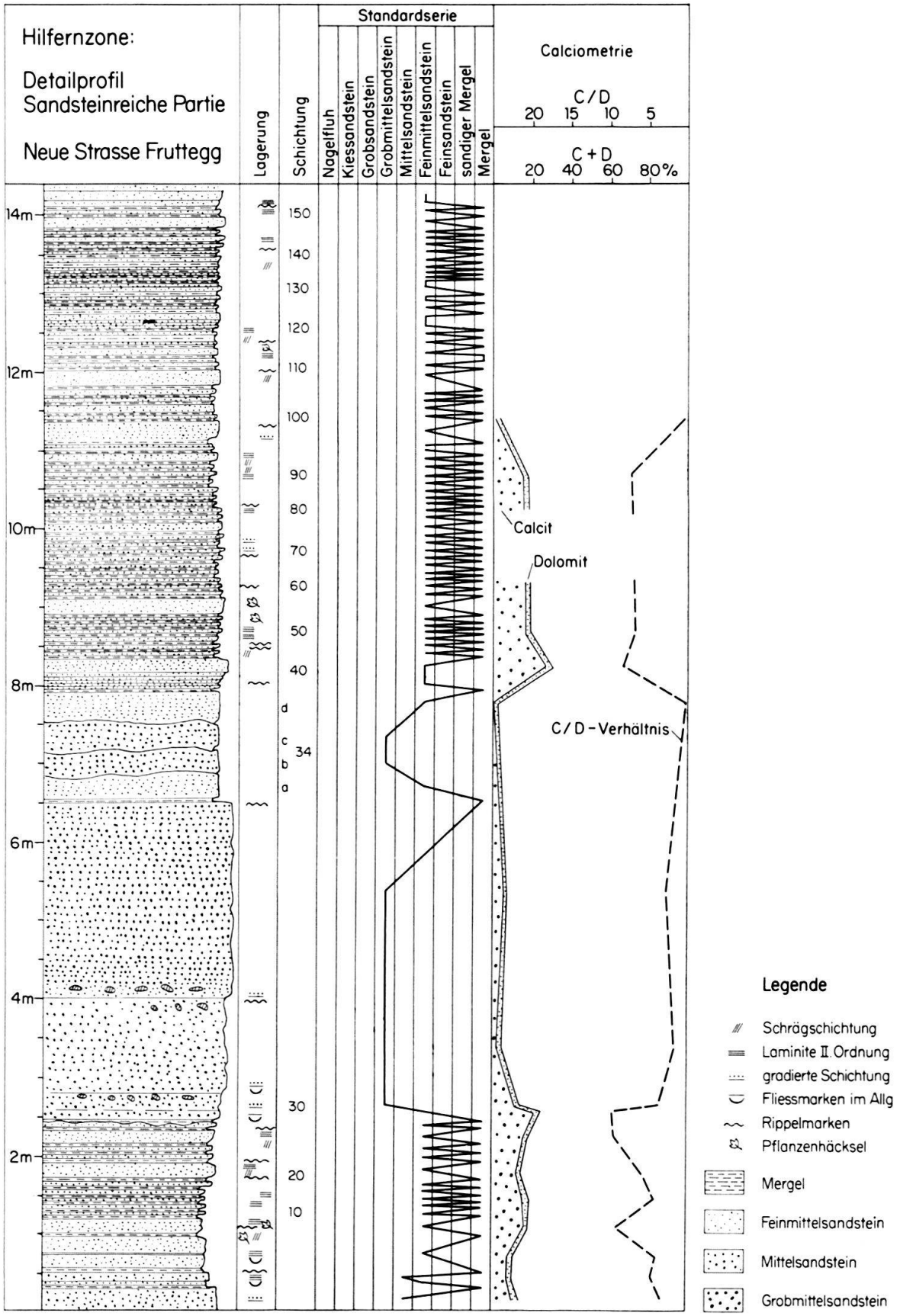


Fig. 3 Detailausschnitt aus dem Strassenprofil Fruttegg-Chratzerenberg.
Koord. 645'450/196'750: Sandsteinreiche Partie der Hilfernzone mit dazugehörigen Karbonatwerten

Tabelle 3: Numerische Parameter des Detailprofiles Fig. 3 aus dem Rupélien an der Strasse Fruttegg-Chratzerenberg

Lithofazies	Grobmittel-sand	Mittelsand	Feinmittel-sand	Mergel	Total
Mächtigkeit pro Lithofazies in Metern	5,31 m	0,45 m	6,67 m	2,19 m	14,62 m
Mächtigkeit in % der Gesamtmächtigkeit	36,4%	3,1%	45,5%	15,0%	100,0%
Anzahl der Schichten pro Lithofazies	4	2	82	65	153
Anzahl in % aller Schichten	2,6%	1,3%	53,5%	42,5%	100,0%
Durchschnittl. Schichtdicke in Metern	1,33 m	0,23 m	0,08 m	0,03 m	0,10 m

stellung gebracht. Wie wir später sehen werden (vgl. Kapitel Sedimentologie S. 285) decken sich die niedrigen Karbonatwerte des Detailprofils gut mit denjenigen der sedimentologischen Sammelprofile.

Die der Figur 4 entsprechenden numerischen Daten finden sich in Tabelle 4.

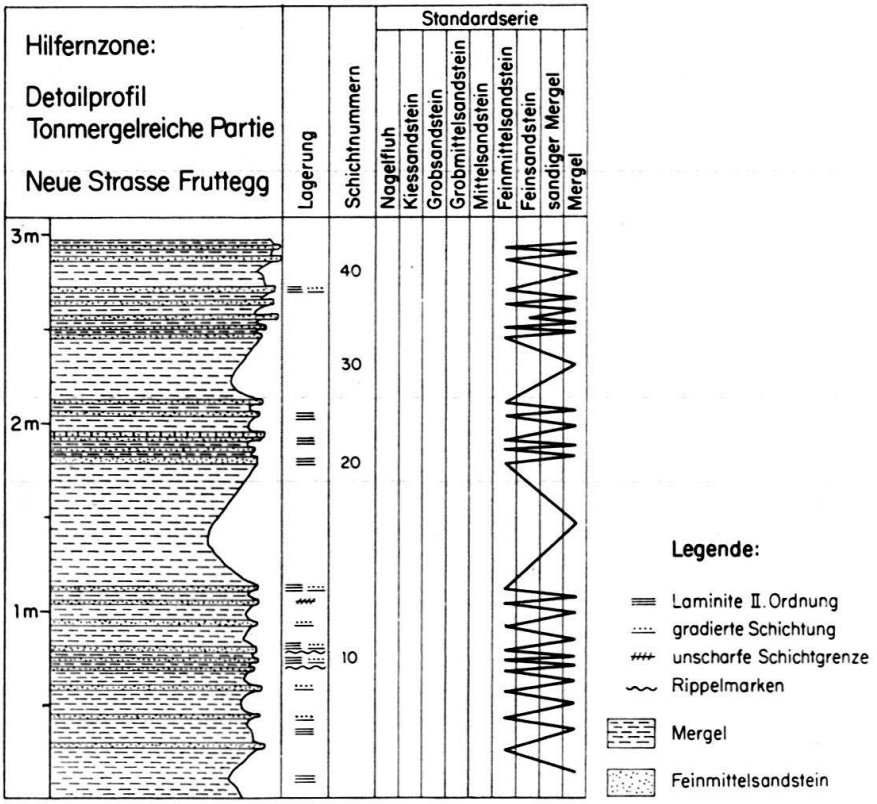


Fig. 4 Detailausschnitt aus dem Strassenprofil Fruttegg-Chratzerenberg. Koord. 645'725/196'550: Tonmergelreiche Partie der Hilfernzone

Das Sandstein-Mergel-Verhältnis 1:1 stimmt mit dem Wert des Sammelprofils (Tab. 1, S. 243) gut überein. In den höheren, ostrakodenführenden Teilen, die genau den in Figur 4 wiedergegebenen Gesamtaspekt aufweisen, dürfte der Mergel auf Kosten der Sandsteine noch etwas zunehmen.

Tabelle 4: Numerische Parameter des Detailprofiles Fig. 4 aus dem Rupélien an der Strasse Fruttegg-Chratzerenberg

Lithofazies	Feinmittelsandstein	Feinsandstein	Mergel	Total
Mächtigkeit pro Lithofazies in Metern	0,48 m	0,03 m	2,49 m	3,00 m
Mächtigkeit in % der Gesamtmächtigkeit	16,0%	1,0%	83,0%	100,0%
Anzahl der Schichten pro Lithofazies	20	2	22	44
Anzahl in % aller Schichten	45,5%	4,5%	50,0%	100,0%
Durchschnittl. Schichtdicke in Metern	0,02 m	0,015 m	0,11 m	0,07 m

b. Paläontologisches

Die oben erwähnte Fischfundstelle des Steinibachs (siehe Tafel I) befindet sich in der direkten südwestlichen Fortsetzung unseres Strassenprofils Fruttegg-Chratzerenberg (Fig. 1, S. 244). Wir fanden dementsprechend – wenn auch relativ selten – «Meletta»-Schuppen in den Tonmergeln. Diese Funde beschränken sich jedoch nicht auf die tieferen Teile des marin-brackischen Unterstampiens – d.h. auf das stratigraphische Niveau des Steinibachs –, sondern sie verteilen sich auf die ganze von uns untersuchte marin-brackische Serie bis unmittelbar ins Liegende der Horwer Platten. Diese Schuppen, die von der Fischgattung Clupea (Meletta) stammen sollen, sind für die Ablagerungen der Unteren Meeresmolasse charakteristisch. Seit ihrer Entdeckung durch FRÖHLICHER (1931) wurden sie aus vielen Gebieten der subalpinen Unteren Meeresmolasse der Schweiz gemeldet. So z.B. von FRÖHLICHER (1935: 539) und HABICHT (1945a: 145) aus der Ostschweiz, von HOLLIGER (1953: 40) und HAUS (1937: 6) aus unserem südwestlichen Nachbargebiet und von MORNOD (1949: 62) aus der Gegend von Bulle. Als weiteren Faunenbestandteil zitiert FRÖHLICHER (1951: 358) Brachyurenfunde (Schwimmkrabben) aus dem Steinibach. Von der gleichen Lokalität gelang SCHERER (1961:15) der Nachweis von Nannoplanktontern (Hystrichosphärideen und Dinoflagellaten).

HOLLIGER (1953: 40) beobachtet im marin-brackischen Unterstampien westlich der Waldemme neben aufgearbeiteten Foraminiferenschalen dickschalige Globigerinen und seltene benthonische Kleinforaminiferen (Rotaliden und Textulariden). Leider gibt dieser Autor nicht an, in welcher stratigraphischen Höhe die autochthone Foraminiferenfauna auftrat. Ausser dem tiefsten Teil der Spirberg-Serie – wo auch die grünen Sandsteine mit den «Porphyrites arborescentes» eingelagert sind – haben wir das gesamte marin-brackische Unterstampien-Profil auf Mikrofossilien hin

untersucht. In den rund 40 geschlämmten Proben konnte ausser aufgearbeiteten eozänen Foraminiferen keine autochthone Fauna gefunden werden. Wir vermuten deshalb, die von HOLLIGER erwähnte Fauna müsse dem tiefsten Teil der Serie entstammen. Falls diese Annahme zutrifft, würde dieser tiefste Teil in der Tat der von SCHERER (1966) im Eriz ausgeschiedenen Unteren Horrenbach-Formation resp. den tieferen Teilen der Gersterengraben-Formation entsprechen, die darüberliegende Steinibach-Serie den stratigraphisch höchsten Schichten der Gersterengraben-Formation. Gerade im Anschluss an die Arbeit von SCHERER (1966) würde es sich lohnen, diesen tiefsten Teil des Spirberg-Profils mikropaläontologisch wie sedimentpetrographisch im Detail zu untersuchen. Gewisse paläontologische Analogie zum Arbeitsgebiet von SCHERER (1966) im Eriz sind aber schon heute gesichert[4]).

Tabelle 5: Ostrakodenfundstellen

Probe Nr.	Koordinaten	Höhe
63 9 04/4	653'065/203'370	945
/6	'045/ '215	960
/7	'080/ '165	980
/8	'110/ '110	1000
/9	'140/ '050	1020
/10	653'170/202'995	1045
/11	'195/ '950	1060
63 9 07/13	653'740/201'630	1340
62 8 30/1	651'400/201'420	910
62 8 28/15	648'820/201'145	1020
62 8 29/1	648'895/201'115	1030
/2	'925/ '090	1050
/3	'960/ '060	1070
/12	649'515/200'950	980
63 9 10/1	647'710/198'280	1115
/2	'700/ '100	1130
/3	647'660/197'980	1140
64 11 28/3	644'860/198'350	960

Im obersten tonmergelreichen Teil des marin-brackischen Unterstampiens konnten wir eine reiche Ostrakodenfauna isolieren. Die Fundpunkte sind in Tabelle 5 zusammengestellt (vgl. auch Tafel I). F. SCHERER, der die Fauna in freundlicher Weise durchsah, bestimmte folgende Formen:

Cytheridea ventricosa GOERLICH
Loxoconcha delemontensis OERTLI
Eucytheridea reticulata GOERLICH
Cytheropteron erizensis SCHERER
Cytheromorpha subalpina SCHERER

[4]) Die paläogeographisch-tektonischen Folgerungen, die SCHERER aus der Ökologie der auftretenden Faunen für das Eriz postuliert, können wir nicht auf unser Gebiet übertragen, da wir mit HAUS (1937) und HOLLIGER (1953) das ganze Spirberg-Steinibach-Profil als eine stratigraphische Einheit betrachten (vgl. auch S. 300).

Cytheropteron emmeneggeri SCHERER
Schuleridea sp.
Pterygocythereis sp.

ferner Bruchstücke limnischer Ostrakoden.

Die Fauna mit *Loxoconcha delemontensis* OERTLI und *Cytheridea ventricosa* GOERLICH als typischer, in allen Proben auftretender Bestandteil, ist nach SCHERER identisch mit derjenigen seiner Rallig-Formation. Über die erstaunliche laterale Verbreitung dieser Ostrakoden vom Vorarlberg bis in die Westschweiz und deren Ökologie, die für Flachwasserfazies spricht, hat SCHERER (1964: 10; 1966) ausführlich berichtet.

Uns dienen die Ostrakoden, deren Auftreten sich auf das unmittelbar Liegende des fluvioterrestrischen Stampiens beschränkt, als stratigraphischer «Leithorizont». Sie werden uns bei der Interpretation der Tektonik unseres Arbeitsgebietes noch sehr gute Hilfe leisten (siehe S. 306).

C. Horwer Platten

Die von uns als unterstampische Tonmergel-Sandstein-Serie ausgeschiedenen Gesteine sind zumindest in ihrem oberen, ostrakodenführenden Teil den Unteren Horwer Schichten im Luzernerquerschnitt und im Eigental gleichzusetzen (BUXTORF et al., 1941: 144): es sind die Grisiger Mergel. Die Sandstein-Tonmergel-Abfolge des Spirbergs betrachten wir als das Normalliegende der Grisiger Mergel. Das Hangende bilden die Horwer Platten, die im NE von BUXTORF (1941: 144) als Mittlere Horwer Schichten ausgeschieden wurden. Diese Horwer Platten zeichnen sich – wie oben erwähnt – durch ihre konstante Fazies aus und bilden den Übergang des marin-brackischen zum fluvioterrestrischen Stampien. Sie entwickeln sich aus den liegenden, ostrakodenführenden Tonmergeln, indem diese häufiger plattige Sandsteine aufnehmen.

Ihre Mächtigkeit beträgt in unserem Gebiet ca. 50 m. In der Schlucht der Kleinen Entlen steigt sie auf über 100 m, was jedoch auf tektonische Doppelung und Verfaltung (siehe S. 304) zurückzuführen ist. In ihrem sedimentologischen und sedimentpetrographischen Aspekt nähern sie sich schon sehr dem hangenden fluvioterrestrischen Stampien. Gegenüber den Sandsteineinlagerungen im Liegenden treten die Marken an den Schichtunterflächen zurück. Um so häufiger stellt man Schrägschichtung (vgl. Abschnitt Primäre Sedimentstrukturen S. 258) fest. Nicht selten finden sich grobdetritische Einlagerungen als einzelne, verstreute Geröllschnüre, die gegen das Hangende immer häufiger werden und schlussendlich richtige Nagelfluhbänke bilden. Durch den Schwermineral- und den Karbonatgehalt (siehe unten) gleichen sie viel mehr dem fluvioterrestrischen Stampien als den liegenden Sandsteineinlagerungen. Auch in der Fossilführung – die vor allem durch BAUMBERGER (1920, 1925, 1929, 1931, 1934; BAUMBERGER & KRÄUSEL, 1934), aber auch durch STEHLIN (1938), MORNOD (1949) u. a. eingehend beschrieben wurde – geben sich die Horwer Platten als typisches Übergangsglied zu erkennen. So sprechen Säuger- und Pflanzenfunde einerseits für Festlandnähe, die Cyrenenfunde aber noch für marin-brackische Verhältnisse.

D. Fluvioterrestrisches Stampien

Das fluvioterrestrische Stampien tritt – wie schon erwähnt – in zwei verschiedenen Zügen, nämlich dem der Beichlen-Farneren im NW und dem des Heuboden-Äschitannen im SE, auf. Die grösste Mächtigkeit der Beichlen-Farneren-Nagelfluh wird von FRÖHLICHER (1933: 22) mit 1300–1400 m angegeben. SCHNEIDER (1959) meldet für die Heuboden-Äschitannen-Regenflühli-Nagelfluh im Eigental eine Mächtigkeit von über 1500 m. In beiden Komplexen wird das fluvioterrestrische Stampien von den oben beschriebenen Horwer Platten und den liegenden, ostrakodenführenden Tonmergeln unterlagert. Wir erachten deshalb die beiden Komplexe als gleichaltrig, oder besser – da uns paläontologische Beweise in den Nagelfluhen selbst fehlen – sind beide Komplexe sicher jünger als die unterstampischen Horwer Platten. Ein horizontaler Übergang der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh nach SW in das marin-brackische Unterstampien der Hilfern-Schuppe, wie dies MOLLET (1921: 53) postuliert, aber schon FRÖHLICHER (1933: 33) in Frage stellt, erachten wir somit als unmöglich. Wie auf Seite 241 erläutert wurde, besteht die Möglichkeit, dass grosse Teile des fluvioterrestrischen Stampiens noch ins Unterstampien zu stellen sind. Wir versuchen deshalb die Gleichsetzung des fluvioterrestrischen Stampiens mit dem chronostratigraphischen Begriff «Chattien» möglichst zu vermeiden[5]).

a. Stratonomie der Beichlen-Farneren-Nagelfluh

Das beste und zugänglichste Profil durch die Beichlen-Farneren-Nagelfluh ist im mittleren Teil der neuen Strasse Schüpfheim-Fruttegg-Chratzerenberg aufgeschlossen. Da eine Schicht-für-Schicht-Aufnahme über die ganze Profillänge wegen der Aufschlussverhältnisse unmöglich war, wurden die charakteristischen Schichtkomplexe – entsprechend den Figuren 1 und 2 für das marin-brackische Unterstampien – zu Einheiten zusammengefasst. Diese Einheiten sind:

1. reine Nagelfluh
2. reiner Sandstein
3. Sandstein-Mergel-Wechsellagerung
4. reiner Mergel

Diese Aufstellung von grobklastischem zu feinklastischem Material ergibt in Figur 5 die lokale Standard-Serie (= «série virtuelle locale»), woraus sich dann die lithologische Kurve («courbe lithologique») ableiten lässt. Sehr schön zeigt diese Kurve durch ihren oszillierenden Verlauf die zyklische Gliederung der fluvioterrestrischen Serie. Wir zählen im aufgenommenen Profilabschnitt 29 Zyklen, von denen ein jeder mit einer Nagelfluhbank einsetzt und in der Regel mit einer Mergelabfolge endet. Die Nagelfluhbank des nächstfolgenden Zyklus frisst sich oft «channel»-artig mit wulstiger Schichtunterfläche in die Mergel ein. Im allgemeinen erstaunt

---

[5]) Bei der Kartierung schien es uns jedoch sinnvoll, den Begriff «Chattien» beizubehalten, um unnötige Konfusionen mit schon fertiggestellten Anschlusskarten (z.B. Geol. Atlas 1:25000, Blatt «Luzern», 1955) zu vermeiden. Wir fassen aber den Begriff «Chattien» hier streng im Sinne HABICHTS (1945a: 92) als Äquivalent für die im Hangenden des marin-brackischen Unterstampiens auftretenden fluvioterrestrischen Stampien-Serien auf.

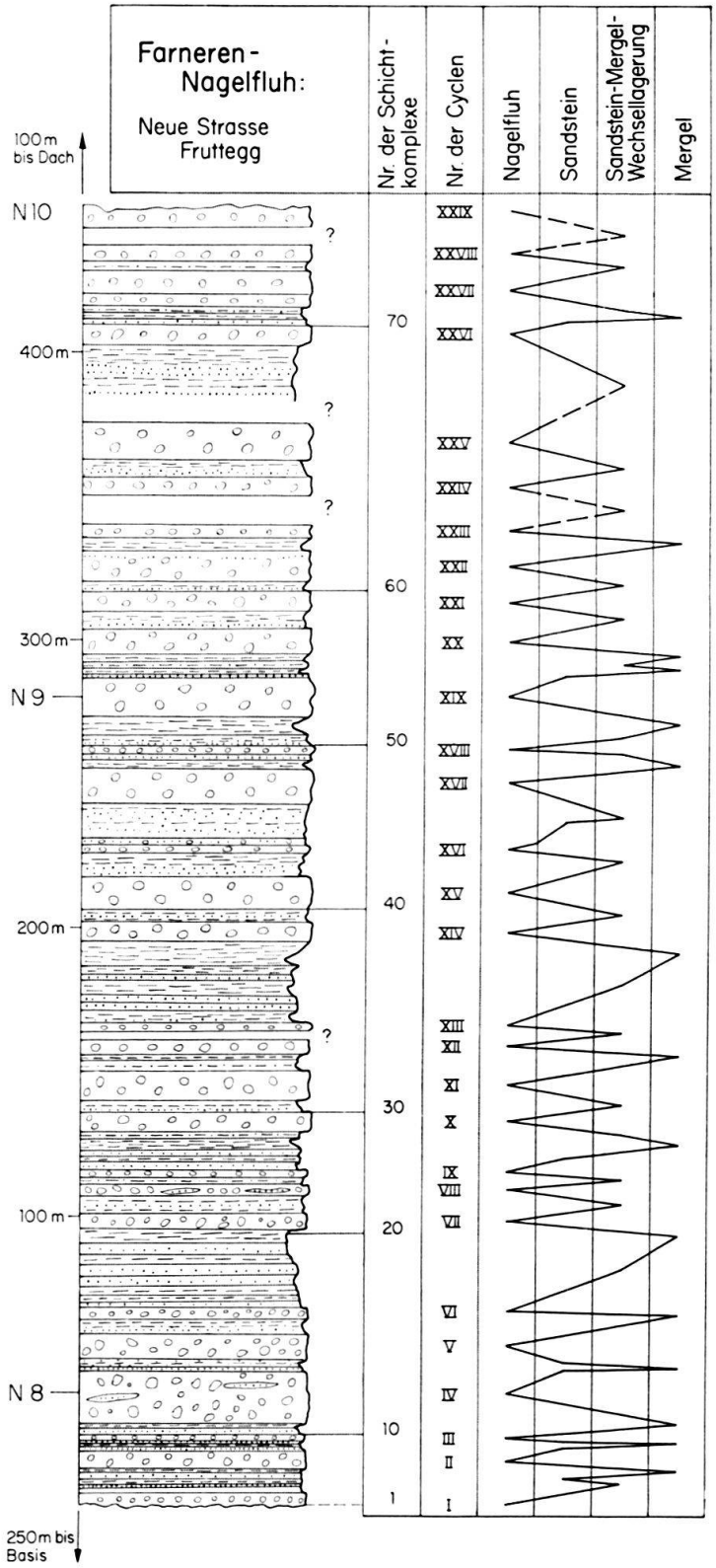


Fig. 5 Strassenprofil nach Fruttegg durch die Beichlen-Farneren-Nagelfluh.
Koord. 644'500/197'180 bis 645'200/196'880

aber, wie wenig die liegenden Mergel von der hangenden Nagelfluh beeinträchtigt werden. Neben den «Channel»-Bildungen finden sich als primäre Sedimentstrukturen in den Sandsteinpartien oder auch in den Sandsteinlinsen der Nagelfluhbänke sehr häufig Schrägschichtungen (vgl. auch Abschnitt Primäre Sedimentstrukturen S. 258).

Berechnen wir die Beteiligung der einzelnen Einheiten an der Mächtigkeit des Gesamtprofils, ergeben sich die in Tabelle 6 zusammengestellten Werte.

Tabelle 6: Numerische Parameter für das Sammelprofil durch die Beichlen-Farneren-Nagelfluh (Fig. 5) an der neuen Strasse Schüpfheim-Fruttegg-Chratzerenberg

Lithofazies	Nagelfluh	Sandstein	Sandstein-Mergel	Mergel	Total
Mächtigkeit pro Lithofazies in Metern	219,5 m	33,8 m	143,0 m	35,6 m	431,9 m
Mächtigkeit in % der Gesamtmächtigkeit	51%	8%	33%	8%	100%
Anzahl der Schichtkomplexe pro Lithofazies	29	11	20	14	74
Anzahl in % aller Schichtkomplexe	39%	15%	27%	19%	100%
Durchschnittliche Dicke der Schichtkomplexe in Metern	7,6 m	3,1 m	7,2 m	2,5 m	

Die Nagelfluh nimmt mit 51% der Mächtigkeit den grössten Anteil am Aufbau[6]). Auch ihre durchschnittliche Schichtkomplexdicke von 7,6 m ist die grösste der vier ausgeschiedenen Einheiten. Wir befinden uns nur wenig nordöstlich des Zentrums des Beichlen-Farneren-Schuttfächers. Wenn wir – etwas willkürlich – die Einheit «Sandstein-Mergel-Wechsellagerung» aufteilen, indem wir eine Hälfte dem Sandsteinkomplex, die andere dem Mergelkomplex zuordnen, können wir das Verhältnis der reinen Korngrösseneinheiten Nagelfluh:Sandstein:Mergel bilden (N:S:M). Für unser Sammelprofil, das nicht unweit des Schüttungszentrums liegt, erhalten wir folgendes Verhältnis:

$$N:S:M = 2:1:1$$

b. Stratonomie der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh

Durch den Bau einer Waldstrasse von Ober Ängelgraben (2,5 km östlich von Finsterwald) ins Risetenloch (vgl. Tafel I) ist auch in der Nagelfluhzone Heuboden-Äschitannen ein Profil zugänglich gemacht worden, das demjenigen an der Farneren in nichts nachsteht. Es ist in Figur 6 wiedergegeben. Gegenüber der Beichlen-Farneren-Nagelfluh (Fig. 5) fällt auf den ersten Blick die unregelmässigere Entwicklung der Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Zyklen auf. Dies bewirkt namentlich im unteren Profilabschnitt eine unruhig oszillierende lithologische Kurve.

---

[6]) FRÖHLICHERS (1933: 23) Schätzung des Nagelfluhanteils im praktisch gleichen Querprofil auf $^1/_3$ der Gesamtmächtigkeit ist somit wesentlich zu tief ausgefallen.

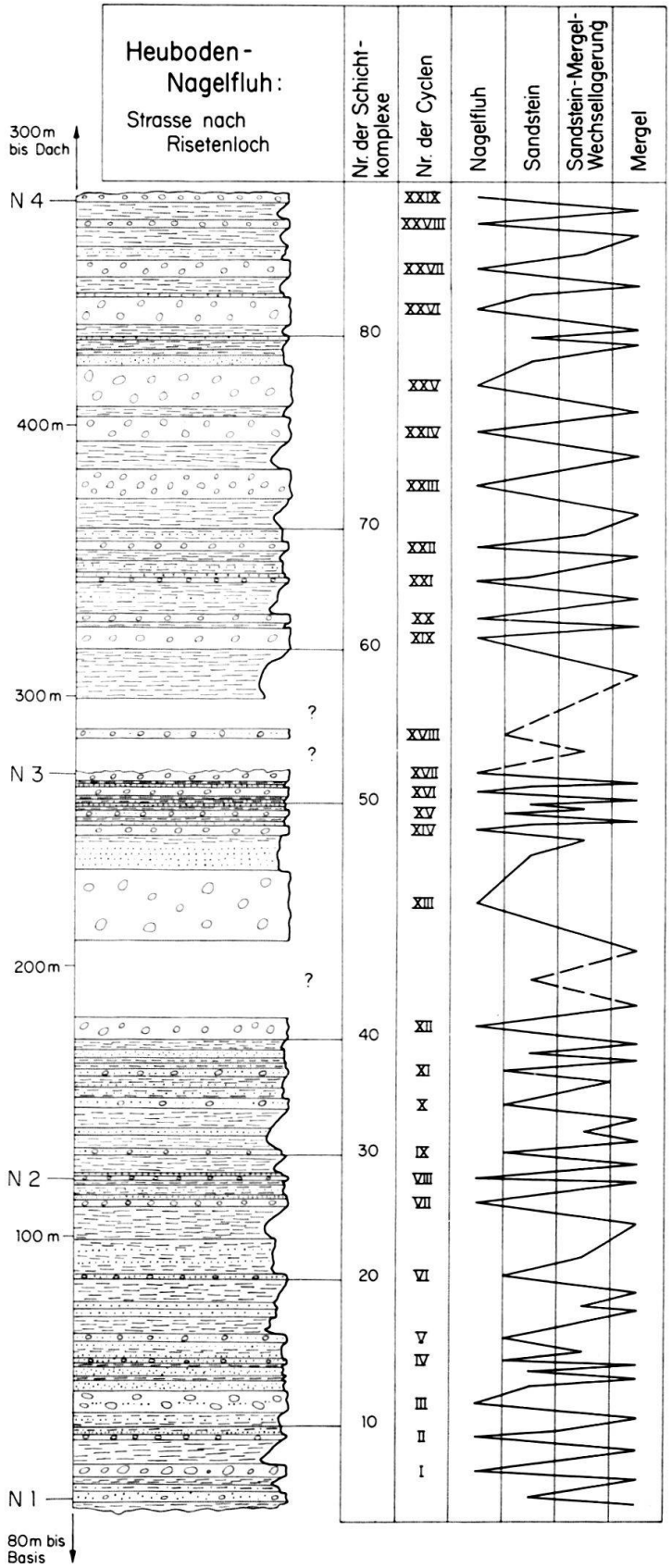


Fig. 6 Strassenprofil nach Risetenloch durch die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh. Koord. 653'400/202'760 bis 653'780/202'310

Trotzdem lassen sich auch hier 29 Zyklen herauslesen. Die Beteiligung der einzelnen Einheiten am Gesamtprofil ist aus Tabelle 7 ersichtlich. In diesem Profil über-

Tabelle 7: Numerische Parameter für das Sammelprofil durch die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (Fig. 6) an der Strasse Ober Ängelgraben-Risetenloch

Lithofazies	Nagelfluh	Sandstein	Sandstein-Mergel	Mergel	Total
Mächtigkeit pro Lithofazies in Metern	165,4 m	45,7 m	53,2 m	199,4 m	463,7 m
Mächtigkeit in % der Gesamtmächtigkeit	36%	10%	11%	43%	100%
Anzahl der Schichtkomplexe pro Lithofazies	29	16	13	30	88
Anzahl in % aller Schichtkomplexe	33%	18%	15%	34%	100%
Durchschnittliche Dicke der Schichtkomplexe in Metern	5,0 m	2,5 m	3,5 m	5,9 m	

wiegt nicht mehr der grobdetritische Nagelfluhanteil, sondern der feindetritische Mergel mit 43% der Gesamtmächtigkeit. Teilen wir die Einheit «Sandstein-Mergel-Wechsellagerung» nach obigem Beispiel (S. 254) auf, ergibt sich für den Mergel sogar ein Anteil von 49%. Auch bildet der Mergel mit seinem 5,9 m Durchschnitt die mächtigsten Schichtkomplexe. Das Nagelfluh:Sandstein:Mergel-Verhältnis lautet für die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh

$$N:S:M = 3:1:4$$

Die Verschiebung dieses Verhältnisses gegenüber dem der Beichlen-Farneren-Nagelfluh ($N:S:M = 2:1:1$) ist frappant. Es stellt sich nun die Frage nach den Gründen dieser Verschiebung. Zwei Fälle scheinen in Betracht zu kommen:

1. Die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh mit ihrem grossen Anteil an feindetritischem Material repräsentiert einen zentrumsentfernteren Abschnitt des Beichlen-Farneren-Schuttfächers. Die räumliche Staffelung der Nagelfluhzüge – die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh liegt ja südlicher als die Beichlen-Farneren-Nagelfluh – wäre einzig die Folge tektonischer Aufspaltung.
2. Die beiden Profile gehören zwei verschiedenen Schuttfächern an. Die ungleiche Verteilung der Klastika beruht auf unterschiedlichen Schüttungsmechanismen in den einzelnen Schuttfächern, oder aber die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh ist der SW-Ausläufer eines Schuttfächers mit dem Zentrum weiter im E.

Zur Klärung dieser Frage wurden qualitative und quantitative Geröllanalysen ausgeführt, die im nachfolgenden beschrieben sind.

c. Paläontologisches

Gegenüber der relativ reichen Fauna der oberen Teile des marin-brackischen Unterstampiens ist die Ausbeute im fluvioterrestrischen Stampien sehr spärlich.

Häufig findet man in der Literatur nur die Hinweise auf eingeschwemmte Landpflanzen (KAUFMANN, 1886:378; MOLLET, 1921: 49; FRÖHLICHER, 1933: 26; HOLLIGER, 1953: 70), die an gewissen Stellen so angereichert sein können, dass sie richtige, zentimeterdicke Kohlenlagen bilden. Wir erwähnen für das untersuchte Gebiet die altbekannte von KAUFMANN (1886: 378) entdeckte Pflanzenfundstelle in der Grossen Entlen (nun am rechten Ufer aufgeschlossen!) Koord. 252'330/200'710. Eine ausführliche Liste der gefundenen Floren gibt FRÖHLICHER (1933: 26) für sein Gebiet. Dazu meldet HOLLIGER (1953: 70) einen Charophytenfund aus dem SW-Teil der Beichlenzone.

Ausser den oben erwähnten (S. 241) Säugerfunden von Losenegg und Bumbach ist die Faunenausbeute sehr gering. Es handelt sich um schlecht erhaltene Schneckenfaunen. HOLLIGER (1953: 70) zitiert aus dem SW der Beichlenzone:

Canariella cf. lapidicella THOMAE
Reste von *Cepaea cf. rugulosa* ZIETEN
und *Melania Escheri grossecostata* KLEIN

FRÖHLICHER (1933: 25) aus dem zentralen Teil:

Cepaea rugulosa ZIETEN
Pomatias antiquum BRONGNIART
Triptychia Escheri MAYER-EYMAR
Poiretia (*Pseudoleacina*) *sp.*

Auf Grund dieser Fauna weist BAUMBERGER (in FRÖHLICHER, 1933: 25) die ganze fluvioterrestrische Beichlen-Serie ins Chattien.

E. Primäre Sedimentstrukturen

Systematische Untersuchungen von primären Sedimentstrukturen in den schweizerischen Flysch- und Molasseablagerungen, die den Rahmen von ganz beiläufigen Erwähnungen sprengen, sind spärlich. Für den Flysch wären hier die grossräumig konzipierten Übersichtsarbeiten von CROWELL (1955), BOUMA (1962), HSU (1959, 1960), RADOMSKI (1961) und HUBERT (1967) anzuführen. In der westschweizerischen Molasse beschäftigten sich die Freiburger Doktoranden BRIEL (1962), DORTHE (1962), und EMMENEGGER (1962) mit Sedimentstrukturen. Ausschliesslich diesem Problem widmet sich die Arbeit von VAN DER LINDEN (1963) im Gebiet des Schwarzwassers und der Sense. Eine ausführlich dokumentierte Beschreibung lieferte VON SALIS (1966) für die Sedimentstrukturen des Luzerner Sandsteins (Obere Meeresmolasse) im Gebiet des Entlebuchs, welches nördlich an das von uns untersuchte Gebiet anschliesst. In unserem Gebiet liess sich eine allmähliche Änderung der charakteristischen Sedimentstrukturen vom liegenden marin-brackischen Unterstampien ins hangende fluvioterrestrische Stampien beobachten. So weist die tiefste Serie im Steinibach Strukturen auf, die sich durchaus mit den Beschreibungen aus den Flyschsedimenten decken, während die Horwer Platten und die Sandsteineinlagerungen, im Hangenden in ihrem Gefüge Erscheinungen zeigen, wie sie von den Bearbeitern der Molasse angeführt werden. Im Steinibach-Profil finden sich auf den Schichtunterflächen der Sandsteine häufig zentimeter- bis dezimeterlange Kolkmarken (flute

casts), wie sie u.a. PETTIJOHN & POTTER (1964: 307) beschrieben. Weniger häufig sind Rillenmarken (groove casts). Diese wurden nur an wenigen Stellen, so z.B. in den tiefsten Sandstein-Aufschlüssen des Steinibachs, wo sie eine Länge von ca. 50–100 cm erreichen – schön ausgebildet beobachtet. Gegen das Hangende werden die eben erwähnten Marken immer seltener (vgl. FÜCHTBAUER, 1964: 196, 219). In den Horwer Platten sowie in den die Flühlinagelfluh begleitenden Sandsteinen treten an ihre Stelle grobknollige Belastungsmarken (load casts). Selbst in den Sandsteinen des fluvioterrestrischen Stampiens treten solche Belastungsmarken auf. Charakteristisch für die fluvioterrestrischen Abfolgen sind – neben Schrägschichtung – die schon früher (S. 253) erwähnten «Channel»-Bildungen.

An schichtinternen Strukturen ist im marin-brackischen Unterstampien in erster Linie die Feinlaminierung der tonigen Feinsandsteine (Laminite II. Ordnung) zu vermerken, die wohl auf kleinsten Korngrössendifferenzen beruht. Im Zentimeterbereich können diese Laminite mit schräggeschichteten Partien des gleichen Materials wechsellagern. Diese Mikroschrägschichtungen sind angeschnittene Rippelmarken, die an einigen Orten auf den Schichtoberflächen zu Tage treten. Schrägschichtungen grösseren Masses (Dezimeter-Meterbereich) werden erst in den hangenden Horwer Platten wichtig und sind die häufigsten Strukturen der fluvioterrestrischen Ablagerungen. Gradierte Schichtung wurde in der Steinibach-Serie gefunden (vgl. Fig. 3 und 4, S. 247), doch ist sie nicht mehr so deutlich, wie man sie aus den typischen Flyschablagerungen kennt. Man gewinnt bei der Betrachtung der Sedimentstrukturen des Stampiens den Eindruck, dass in den liegendsten Teilen noch dieselben, wenn auch schon leicht verkümmerten schüttungsmechanischen Kräfte wirksam waren, welche die Flyschsedimente ablagerten, während gegen das Hangende die terrestrischen Einflüsse immer mehr Überhand nehmen. So gelten nach der neueren Literatur (POTTER & PETTIJOHN, 1963; PETTIJOHN & POTTER, 1964; KUENEN & CAROZZI, 1953; KUENEN, 1958; DZULIJNSKY & WALTON, 1965 u.a.) Rillenmarken, Kolkmarken, gradierte Schichtung, Feinschichtung und Mikroschrägschichtung, wie man sie in der Steinibach-Serie findet, als typische Erscheinungsformen der Turbiditablagerungen. Dagegen sprechen Rippeln grossen Maßstabs und dazugehörige Schrägschichtung, wie sie die Horwer Platten aufweisen eher für Flachwassermilieu. Die Ökologie der nur unmittelbar im Liegenden der Horwer Platten auftretenden Ostrakoden bestärkt die aus den Sedimentstrukturen gefolgerten Schlüsse, da diese Fauna – wie schon früher erwähnt – nur in ganz seichten Wassertiefen gelebt haben kann (vgl. SCHERER, 1966: 57).

Einer Rekonstruktion der Strömungsverhältnisse durch das Einmessen der primären Sedimentstrukturen dürfte wegen deren spärlichem Auftreten in unserem Gebiet nur in grösserem regionalem Rahmen Erfolg beschieden sein. Ein detailliertes, regionales Studium der primären Sedimentstrukturen an diesen im Übergang zwischen Flysch- und Molassesedimentation liegenden Gesteinen, die schon zu vielen Kontroversen Anlass gegeben haben (z.B. RUTSCH, 1961, 1962), könnte wohl zur Lösung vieler hängiger Fragen beitragen. Dies ist der Grund, weshalb wir mit diesen Messungen bereits begonnen haben, u.z. vorwiegend in der basalen Spirberg-Serie, wo die Strukturen sehr schön ausgebildet sind. Die Resultate dieser Messungen sind einer eigenen Publikation vorbehalten.

III. SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN

An allen oben besprochenen lithostratigraphischen Einheiten wurden komplexometrische Karbonatbestimmungen sowie Schwer- und Leichtmineralanalysen durchgeführt. Wir hofften, damit für die einzelnen Gesteinsserien signifikante sedimentpetrographische Kriterien zu finden. Insbesondere sollten uns diese Methoden dazu verhelfen, im Felde oft unmöglich festzustellende Grenzen der tektonischen Einheiten (z. B. subalpiner Flysch-Molasse) zu ermitteln. Die Untersuchungen umfassen nach Möglichkeit die Gruppe der feinmittel-grobmittelkörnigen Sandsteine (Medianwerte 0,063–0,63 mm)[7]. Namentlich in den sandsteinarmen Teilen des marin-brackischen Unterstampiens sowie in den untersuchten Partien des subalpinen Flysches gerieten wir bei der Probenahme in Schwierigkeiten: In Ermangelung von Sandsteinen mussten oft Siltsteine, ja sogar Mergel aufgesammelt werden. Auch in den zyklisch gegliederten Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Abfolgen wurden ab und zu Mergel entnommen, um deren Verhalten gegenüber den Sandsteinen feststellen zu können. Die Sandsteinproben der Nagelfluhablagerungen stammen sowohl aus dem sandigen Bindemittel der eigentlichen Nagelfluhen, wie auch aus den Sandsteinbildungen innerhalb der Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Zyklen. Neben Sandsteinen wurden sowohl in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh, wie in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh Geröllproben entnommen und untersucht.

Sämtliche verwertbaren Resultate aus Sandstein- und Geröllunterschungen wurden statistisch mit Hilfe der Diskriminanzanalyse verarbeitet (siehe S. 295).

1. DIE LITHOFAZIES DER UNTERSUCHTEN GESTEINE

Bevor wir uns den speziellen sedimentpetrographischen Analysen zuwenden, seien die untersuchten Gesteine in ihrem makro- und mikroskopischen Aussehen kurz charakterisiert:

Nagelfluh

Die marin-brackische unterstampische Nagelfluh, wie sie in der Gegend von Flühli ansteht (Flühlinagelfluh) wurde von uns nicht näher untersucht. Im Aufschluss unterscheiden sich die einzelnen Geröllbänke in ihrem Aspekt oft kaum von denjenigen der zyklisch gegliederten fluvioterrestrischen Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Abfolge des Beichlen-Farneren- und des Heuboden-Äschitannen-Zuges. Das Fehlen der zyklischen Gliederung, das geringe laterale Aushaltevermögen der Geröllbänke und die starken Schwankungen in der Geröllführung (vgl. auch HOLLIGER, 1953: 21) weisen jedoch auf ein eigenständiges, den fluvioterrestrischen Nagelfluhen fremdes Regime hin. Mit dem Bau einer neuen Strasse nach dem Hilfernpass wurde die Flühlinagelfluh unmittelbar am W-Kopf der Brücke in Flühli angeschnitten. Hier ist von der kristallinführenden Kalknagelfluh – wie die Konglomerate in unserem Gebiet ganz allgemein genannt werden können – nichts mehr zu erkennen. Ein Haufwerk

---

[7]) Bei der Korngrössenbenennung hielten wir uns an die Skala von v. ENGELHARDT in LEMCKE et al. (1953: 9).

von bis über 50 cm grossen Tongallen, eingebettet in ein grobsandiges Bindemittel, geben an dieser Stelle der Flühlinagelfluh das Gepräge. Nach HOLLIGER (1953: 23) soll es sich bei den Tongeröllen um aufgearbeitete Molasse-Tonmergel handeln. Zwei von uns untersuchte Tongallen konnten diese Annahme nicht bestätigen: eine reiche obereozäne Foraminiferenfauna identifiziert sie eindeutig als Flyschmergel.

Die zyklischen Nagelfluhablagerungen des fluvioterrestrischen Stampiens wurden in ihrer Gesamtheit weiter oben (S. 252) besprochen. Ihrer Geröllführung wird weiter unten (S. 262) ein besonderes Kapitel gewidmet.

Sandsteine

Die Schichtflächen der marin-brackischen, dünnplattig aufspaltenden Sandsteine sind von Glimmerplättchen (meist Muscovit) und Pflanzenhäcksel völlig belegt. Der blaugraue, durch eine tiefgründige braune Verwitterungskruste gekennzeichnete Sandstein selbst ist sehr hart und dicht. Die Bruchflächen feinkörniger Varietäten zeigen oft den etwas fettigen, muscheligen Bruch, den wir bei Ölquarziten beobachten. Im Schliff werden die kantengerundeten bis eckigen, silikatischen Komponenten (Zusammensetzung siehe Kap. Leichtmineralanalyse, S. 290) von Calcitkristallen als Zwickelfüllung zusammengehalten. Untergeordnet tritt auch mikritischer Calcit als Zement auf. Aus der Färbung der Schliffe mit Alizarin S geht hervor, dass neben detritischen Calcitkörnern auch einzelne gut gerundete Dolomitarenitkomponenten vorkommen. Vereinzelt finden sich Glaukonitkörner. Nach der Nomenklatur von FÜCHTBAUER (1959: 608) handelt es sich bei den Gesteinen des unteren Abschnittes (Steinibach-Serie) der marin-brackischen Abfolge um kalkige Sandsteine mit wenig Dolomit- und vereinzelten Glaukonitkomponenten. Auf die auffällige Übereinstimmung unserer Gesteine mit denjenigen seines oberen Gersterengraben-Schichtglieds hat SCHERER (1966) bereits hinwiesen. Sandsteine vom Typus der «Grès du Val d'Illiez» konnten im Steinibachabschnitt nirgends nachgewiesen werden. HOLLIGER (1953: 18) beschreibt sie aber aus dem untersten Abschnitt des Spirbergs, der ins Liegende der Steinibach-Serie gehört.

Die oft etwas grobkörnigen Horwer Platten unterscheiden sich von den oben aufgeführten Sandsteinen, in deren Hangendem sie folgen, nicht so sehr in ihrer Glimmer- und Pflanzenhäckselführung als in ihrem weniger dichten Habitus. Im Schliff fallen die gut gerundeten Dolomitarenitkörner auf, die nun häufiger werden und im Handstück als gelbe Komponenten gut erkenntlich sind. Die Horwer Platten bilden das Verbindungsglied zu den Sandsteinen der fluvioterrestrischen Abfolgen.

Auch in den fluvioterrestrischen Sandsteinen sind Pflanzenhäcksel und Glimmer reichlich vertreten. Der höhere Karbonatgehalt stempelt diese fluvioterrestrischen Sandsteine zu Kalksandsteinen. Die Dolomitarenitkörner sind noch häufiger als in den Horwer Platten. Zusätzlich treten als neue detritische Komponenten auch sandige Dolomitkörner auf. Rote Hornstein- und Radiolaritkomponenten erfahren ebenfalls eine grosse Zunahme, so dass das Gestein einen «granitischen» Aspekt erhält. Eigenartigerweise ist der Glaukonitgehalt in den fluvioterrestrischen Gesteinen höher als in den marin-brackischen, was auf eine Aufarbeitung des Glaukonits schliessen lässt.

Mergel

Die in unverwittertem Zustand blaugrauen, oft siltigen Mergel der unterstampischen, marin-brackischen Abfolge führen auf ihren Schichtflächen ebenfalls feinverteilten Glimmer. Die ausser dem Nannoplankton keine mikrofossilienführenden Gesteine der Steinibach-Serie unterscheiden sich nicht von den ostrakodenführenden im Liegenden der Horwer Platten. Auf die völlige lithofazielle Übereinstimmung dieser unterstampischen Mergel mit denjenigen der Typlokalität Grisigen hat auch HOLLIGER (1953: 15) hingewiesen. Problematisch bleibt im Feld die Abtrennung der unterstampischen Mergel von den genau gleich aussehenden des subalpinen Flysches.

Dagegen haben die Mergel des fluvioterrestrischen Stampiens einen völlig verschiedenen Habitus. Es sind grünliche oder rotbraune, seltener auch schwarze, stark sandige Mergel. In ihrer Lithofazies gleichen sie sich stark den Mergeln der Granitischen Molasse an. Die oft knollige Verwitterung ist durch millimeter-zentimetergrosse Kalkkonkretionen bedingt. Der vermutete organische Ursprung dieser unregelmässig geformten, bizarren Kalkgebilde, die etwa wie kleinste Lösskindl aussehen, liess sich in Anschliffen nicht bestätigen: Algenstrukturen konnten keine beobachtet werden.

Die tonmineralogische Zusammensetzung der Mergel wurde von uns nicht näher untersucht.

2. METHODISCHES

Probeentnahme

Die Probeentnahme erfolgte nach Möglichkeit in kontinuierlichen Profilen senkrecht zum Streichen von der N-Grenze der inneren Zone – d.h. unmittelbar südlich der Hornbüel-Schuppenzone – bis in den subalpinen Flysch. Möglichst alle 50 m – gemessen in der wahren Schichtmächtigkeit – wurde eine Probe aufgesammelt. Wo es sinnvoll erschien, wurde das Probenetz dichter gelegt, oft ist es lockerer, insbesondere wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse (vgl. Fig. 12 und 13, S. 286 u. S. 288). Neue Waldstrassen sowie die häufig senkrecht zum Streichen verlaufenden Bachrunsen bieten schönen Einblick in den Aufbau der inneren Zone der subalpinen Molasse. Die an diesen günstigen Stellen kontinuierlich entnommenen Proben wurden in acht Teilprofile, welche zusammen die ganze innere Molassezone umfassen, hineinprojiziert. Das nordöstlichste Profil liegt im Fischenbach, der S-Fortsetzung des Rümligs (6 km südöstlich Entlebuch), und schliesst direkt an das von uns (GASSER, 1966) früher untersuchte Gebiet an; das südwestlichste im Steinibach, der bekannten Fischfundstelle von FRÖHLICHER (1933: 32), 2 km nördlich von Flühli. Wir erfassen mit unseren Querprofilen einen 12 km langen Ausschnitt aus dem Streichen der inneren Zone der subalpinen Molasse. Über die genaue Lage der Profiltrassen orientiert Tafel I; die Profile selbst kommen in den Fig. 12 (S. 286), Fig. 13 (S. 288), Fig. 14 (S. 289), Fig. 16 (S. 294) und Fig. 19 (S. 305) zur Darstellung. Die Probelokalitäten mit dem zugehörigen Schichtfallen sind in den Fig. 12 (S. 286) für das Steinibach-Profil, in Fig. 13 (S. 288) für die übrigen Profile aufgezeichnet; die Koordinaten der Probelokalitäten finden sich in Tabelle 10 (S. 308).

Probeaufbereitung

Bei der Aufbereitung der Proben zur Bestimmung des Karbonatgehalts sowie zur Schwer- und Leichtmineralanalyse hielten wir uns an die im Berner Sedimentologie-

Laboratorium gebräuchlichen Methoden. Diese sich an MÜLLER (1956a, b), FÜCHTBAUER (1954) und HOFMANN (1957) anlehnende Methodik wurde in mehreren früheren Arbeiten unseres Instituts (LÜTHY et al., 1963; GASSER et al., 1964; MATTER, 1964; VON SALIS, 1966 und GASSER, 1966) beschrieben, so dass wir auf eine erneute Besprechung verzichten können. Wir werden es nicht unterlassen, jeweils auf die wichtigsten Punkte hinzuweisen. Die Methode der Geröllanalyse wird in einem den Nagelfluhen gewidmeten Kapitel besonders behandelt.

Neben den 17 Geröllanalysen mit rund 50 dazugehörigen Schliffen wurden 179 Proben untersucht. Davon entfallen:

36 Proben auf den tiefsten Abschnitt des marin-brackischen Unterstampiens (Steinibach-Serie im Steinibach und im Büeltibach).
24 Proben auf den oberen, ostrakodenführenden Abschnitt des marin-brackischen Unterstampiens
21 Proben auf die Horwer Platten
67 Proben auf die Nagelfluhzonen (Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh)
25 Proben auf den subalpinen Flysch
6 Proben auf das Valanginien der helvetischen Randkette

3. GERÖLLANALYSEN

Allgemeines

Seit der grundlegenden Arbeit von FRÜH (1887) haben sich zahlreiche Autoren mit der Geröllführung der Molasse beschäftigt. Uns interessieren hier besonders die ausgezeichneten Arbeiten von SPECK (1953) und TRÜMPY & BERSIER (1954) über die stampischen Nagelfluhbildungen. Der erste Autor bearbeitete die Rigi-Nagelfluh, die letzteren die Konglomerate des Mont-Pèlerin. Während sich SPECK (1953) absichtlich auf eine qualitative, petrographisch-stratigraphische Analyse beschränkte, führten TRÜMPY & BERSIER (1954) auch quantitative, petrographisch-stratigraphische Untersuchungen durch. Das hohe Ziel der petrographisch-stratigraphischen Geröllanalyse ist die Heimweisung der Gerölle an ihren Ursprungsort im alpinen Deckengebäude. Die quantitative, petrographisch-stratigraphische Geröllanalyse erlaubt in erster Linie allfällige Variationen in horizontaler und vertikaler Richtung im Schuttfächer selbst festzustellen. Die Änderungen spiegeln ihrerseits die Dynamik des werdenden alpinen Orogens wieder. Allerdings bietet die Geröllzusammensetzung an einer bestimmten Stelle des Nagelfluhschuttfächers nicht unmittelbar das Bild der Gesteinsvergesellschaftung des Liefergebietes. Anreicherungs- und Eliminierungsprozesse während des Transportes modifizieren die tatsächlichen Verhältnisse des Rücklands sehr stark. Um diese Faktoren ausschalten zu können, müssten wir das Verhalten der verschiedenen Gesteinsarten bezüglich Transportart, -distanz und -medium genau kennen. Die Entstehungsgeschichte der Gerölle ist jedoch eine weitere Unbekannte. Hier kommt die mechanische Geröllanalyse zum Zuge, deren Aufgabe es ist, eben diese Genese der Gerölle zu enträtseln. MATTER (1964: 366–379) stellte in seiner Arbeit die Methoden der mechanischen Analyse erschöpfend dar und weist auch auf die grossen Schwierigkeiten hin, die sich bei der Interpretation der Resultate ergeben.

Im Rahmen unserer Geröllluntersuchungen an 17 Proben wählten wir die quantitative, petrographisch-stratigraphische Analyse, da es uns in erster Linie darum ging, eventuelle Unterschiede in der Geröllführung zwischen der Beichlen-Farneren-Nagelfluh und der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh aufzuzeigen. Unsere Untersuchungen zeitigten einige Resultate auf alpin-tektonischem Gebiet, was wir als Bestätigung für die Wichtigkeit der Geröllanalyse in den Molassenagelfluhen betrachten dürfen.

Methodisches

Wir benutzten bei unseren Geröllstudien das von MATTER (1964: 367) beschriebene Verfahren. Die im Felde mittels eines Pickels losgelösten und aufgefangenen Proben wurden erst im Laboratorium weiter untersucht. Etwas störend wirkte sich die äusserst starke Verfestigung der stampischen Nagelfluhen aus, indem man die Proben nicht an jeder gewünschten Stelle entnehmen konnte, sondern auf Orte angewiesen war, wo durch tektonische Zerrüttung oder durch Verwitterung der ursprüngliche Gesteinsverband aufgelockert war. Da solche Stellen auch in den so kompakten stampischen Nagelfluhen häufig sind und die Laboruntersuchungen gegenüber Feldstudien enorme Vorteile bieten (z. B. Herstellung von Anschliffen!), glaubten wir, diese Methode beibehalten zu dürfen. Durch das Aufheizen der Proben in einem Backofen und das nachträgliche Abschrecken in kaltem Wasser liessen sich auch unsere Gerölle fast ausnahmslos herauslösen. Nach geeigneter Probeteilung wurden 200 Gerölle in den Grössenklassen von WENTWORTH (1922)

16 – 32 mm
32 – 64 mm
64 – 128 mm

– gemessen an der längsten Achse – nach petrographischen Gesichtspunkten ausgezählt. Wir unterschieden die in Tabelle 9 (S. 281) aufgeführten Gesteinsgruppen. Die Zusammenstellung unterscheidet sich nur unwesentlich von derjenigen MATTERS (1964: 365). Einzig die von obigem Autor vorgeschlagene Aufteilung der für unsere Untersuchungen sehr wichtigen Flyschgesteine wurde hier verwirklicht.

A. Die quantitative, mechanische Geröllanalyse

Die mechanische Analyse beschränkten wir auf eine Untersuchung der Geröllgrössen und ihrer prozentualen Verteilung am Gesamtkonglomerat. Wir bezweckten damit, eine mögliche Unterscheidung unserer beiden Nagelfluhzüge Beichlen-Farneren und Heuboden-Äschitannen auch in der Geröllgrösse aufzuzeigen, nachdem sie sich ja in ihrer Stratonomie so eindeutig auseinanderhalten liessen (vgl. S. 256). Die Nagelfluhproben wurden deshalb möglichst denselben Profilen entnommen, welche die stratonomischen Daten lieferten (Fig. 5 und 6, S. 253). Es sind für die Beichlen-Farnern-Nagelfluh die Proben N7, N8, N9, N10 und N11 an der neuen Strasse Schüpfheim-Fruttegg-Chratzerenberg, für die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh die Proben N1, N2, N3, N4 und N5 an der Strasse Ober Ängelgraben-Risetenloch (vgl. Tafel I).

Tabelle 8: Verzeichnis der Lokalitäten der gezählten Nagelfluhproben

Probe-Nr.	Lokalität	Koordinaten	Höhe ü/M
Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh			
N 1	Strasse Ober-Ängelgraben-Risetenloch	653'400/202'760	1170
N 2	dito	'430/ '630	1180
N 3	dito	'600/ '500	1185
N 4	dito	'780/ '310	1190
N 5	dito	'850/ '140	1225
N 12	Luchterligraben, südwestlich Müllerenmoos	650'250/200'350	1050
N 16	Ängellauenen-Bach, östlich Chratzerenberg	647'650/197'680	1170
Beichlen-Farneren-Nagelfluh			
N 7	Strasse Schüpfheim-Fruttegg-Chratzerenberg	644'650/198'030	960
N 8	dito	644'500/197'150	1040
N 9	dito	'800/ '050	1080
N 10	dito	645'060/196'900	1100
N 11	dito	'200/ '900	1120
N 13	Gstellfluh	649'610/201'370	1020
N 14	dito	'720/ '330	970
N 17	Hasler Hohwald, östlich Farneren	646'920/198'800	1355
Nagelfluh aus der Hornbüel-Schuppenzone			
N 15	Strasse nach Schwarzenbergchrüz	647'940/200'570	1105
N 6	Strasse Schüpfheim-Fruttegg-Chratzerenberg	644'700/198'380	920

Die genauen Lokalitäten aller Nagelfluhproben sind in Tabelle 8 zusammengestellt. Die Auszählung nach Grösseninterval1en bietet den weiteren Vorteil, dass materialabhängige Sortierungseffekte schnell erkannt werden können. Dieses Kriterium fällt bei unseren Zählungen dahin, da die kleinste berücksichtigte Fraktion (16–32 mm) durch ihre Häufigkeit die Anteile der grösseren Komponenten völlig erdrückt.

Resultate der quantitativen, mechanischen Geröllanalyse

Die Resultate der quantitativen, mechanischen Geröllanalyse sind in Figur 7 für die Beichlen-Farneren-Nagelfluh und in Figur 8 für die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh zusammengestellt. Die Ähnlichkeit der Geröllgrössenverteilung beider Nagelfluhzüge ist auffallend. Es lässt sich für beide Profile folgendes feststellen:

1. Die Geröllgrössenverteilung bleibt von der Basis bis ins Dach der Nagelfluhbildungen konstant.
2. Die Fraktion 16–32 mm ist mit ihren rund 60% in beiden Profilen die weitaus häufigste.

Diesen Resultaten darf aber nicht allzugrosser Aussagewert zugesprochen werden. Sie bestätigen einzig die altbekannte Tatsache, dass die feinen Fraktionen stückmässig sehr stark dominieren (vgl. MATTER, 1964: 373). Anders verhält sich der Volumenanteil der einzelnen Geröllgrössenklassen. Wenn wir das Gewicht als Funktion des Volumens auffassen, ergibt sich für die Probe N1 folgende Verteilung:

16– 32 mm	0,8 kg oder 10% des Gesamtgewichts
32– 64 mm	2,1 kg oder 27% des Gesamtgewichts
64–128 mm	4,9 kg oder 63% des Gesamtgewichts

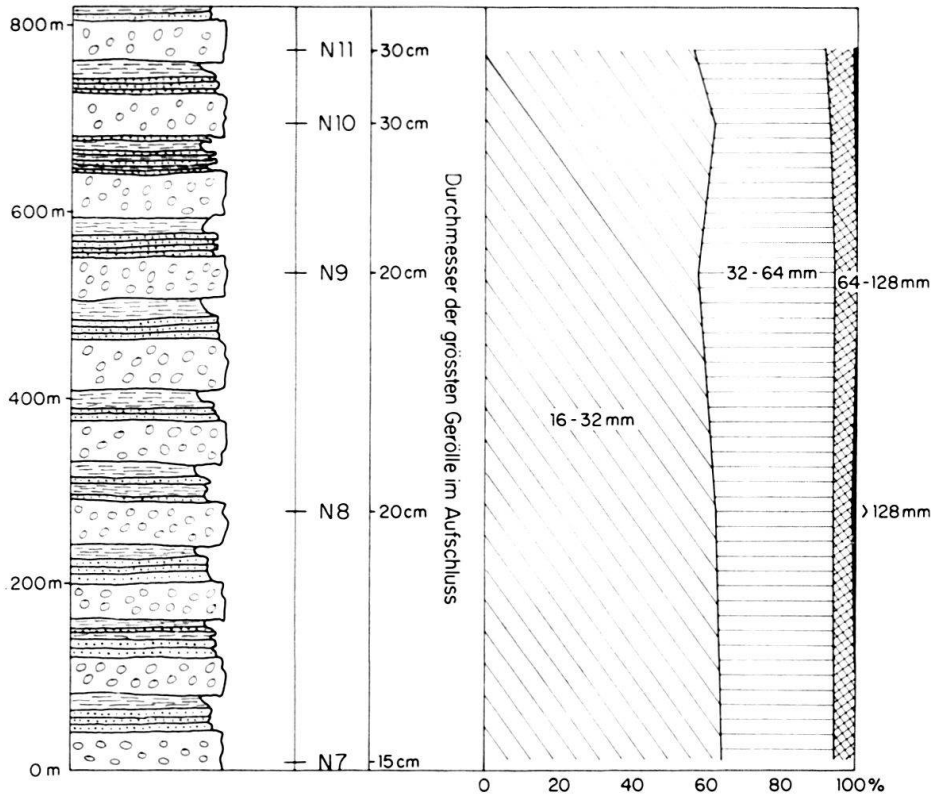


Fig. 7 Die Geröllgrössenverteilung in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh.
Das lithologische Profil ist stark schematisiert und gibt nur den Sedimentationstyp wieder.

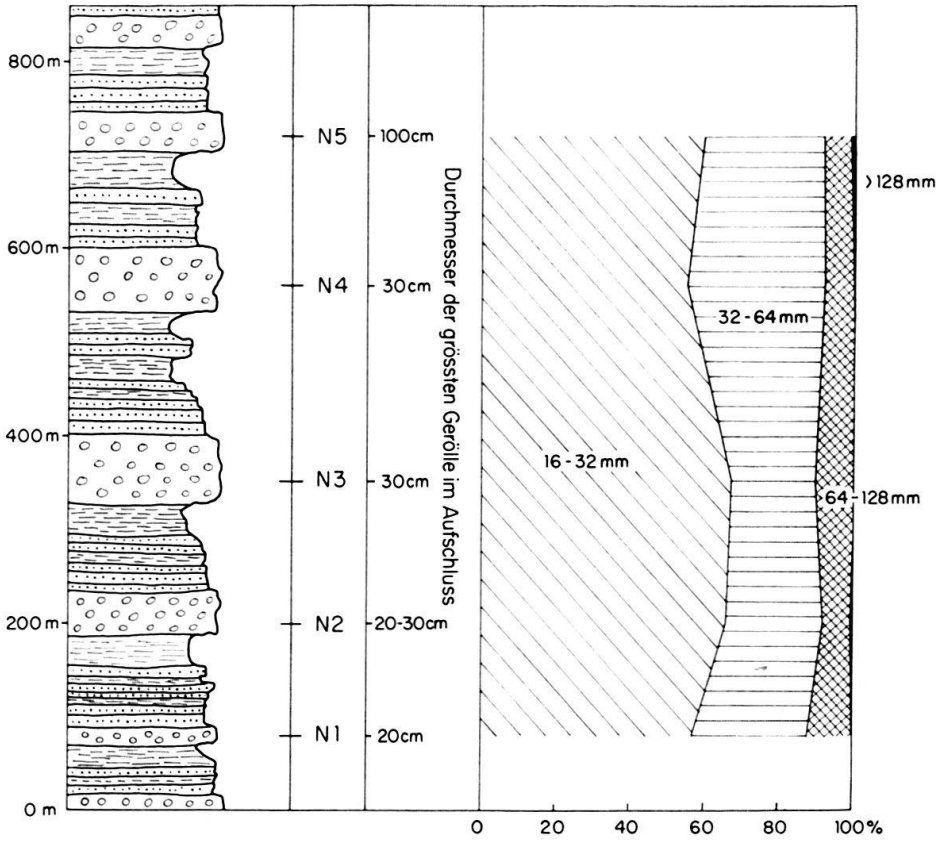


Fig. 8 Die Geröllgrössenverteilung in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh.
Das lithologische Profil ist stark schematisiert und gibt nur den Sedimentationstyp wieder.

Diese Werte sind zu den Stückprozenten reziprok. Im Felde werden in erster Linie die grössten Gerölle den Aspekt einer Nagelfluh bestimmen. Wir fügten deshalb in den Figuren 7 und 8 in einer Vertikalkolonne die grössten Geröldimensionen der betreffenden Probelokalität auf. Diese Zusammenstellungen, die durch Feldbegehungen im ganzen fraglichen Gebiet und durch Zitate aus der Literatur (MOLLET, 1923: 49; FRÖHLICHER, 1933: 23 und HOLLIGER, 1953: 47) gestützt werden, zeigen folgendes:

Die Gerölle der Beichlen-Farneren-Nagelfluh überschreiten die Grösse von 30 cm kaum, während diejenigen der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh über 1 m Durchmesser haben können. Diese schlechtere Sortierung der Gerölle in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh gegenüber derjenigen der Beichlen-Farneren-Nagelfluh mag auch im konstant höheren Anteil der Fraktion 64–128 mm bei der ersteren zum Ausdruck kommen (vgl. Fig. 8 mit Fig. 7). An diesen Geröllgrössenunterschied werden wir uns bei der Rekonstruktion der Paläogeographie erinnern müssen.

B. Die qualitative, petrographisch-stratigraphische Geröllanalyse

Der Geröllbestand der beiden zur Diskussion stehenden Nagelfluhzonen (Beichlen-Farneren und Heuboden-Äschitannen) unterscheidet sich – dies sei vorweggenommen – in seiner Zusammensetzung nicht prinzipiell. Deshalb besprechen wir zu Beginn alle aufgefundenen Geröllarten der beiden Zonen gemeinsam und wenden uns später den quantitativen Ergebnissen zu. Die Geröllgruppen werden nach der Häufigkeit ihres Auftretens aufgeführt.

a. *Bestand und vermutliche Herkunft der Gerölle der Beichlen-Farneren-Nagelfluh und der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh*

α) Sedimentäre Komponenten

1) Flyschgesteine

Die Familie der Flyschgesteine ist in unseren Nagelfluhen weitaus am meisten vertreten. Petrographisch ist diese Gruppe sehr heterogen. Sie kann von Konglomeraten über reine Sandsteine, kieselige Kalke bis zu reinen dichten Kalken alles umschliessen. Wir erfassen bei unserer Unterteilung in

Konglomerate
Grobe Sandsteine und Feinkonglomerate
Sandige und kieselige Kalke
Kalkige bis dolomitische Sandsteine
Glaukonit-Sandsteine

nur die detritischen Glieder der Flyschablagerungen. Wenn der detritische Anteil ganz zurücktrat, wurden die Gesteine je nach ihrem Aussehen den Gruppen «dunkle und schwarze Spongite», «helle und braune dichte Kalke» oder «helle und dolomitische Quarzite» zugeordnet. Zu diesen Gruppen wurden aber andererseits auch Gerölle gezählt, die sicher nicht zu den Flyschablagerungen gehören. Durch den un-

vermeidbaren Einfluss dieser Fazieskonvergenzen wird der Genauigkeit jeder Geröllzählung gewisse Grenzen gesetzt.

Bei der Auszählung der detritischen Flyschgesteine glaubten wir zwei petrographisch verschiedene Flyschtypen unterscheiden zu können, nämlich die unten näher beschriebenen Gruppen I und II. Da die petrographischen Unterschiede aber einerseits nur in den gröberen Varietäten eindeutig zum Ausdruck kommen, anderseits in ein und derselben Probe beide Flyschtypen vertreten sind, verzichteten wir auf eine Trennung in den Zählungen. Eine solche Trennung würde in den numerischen Daten nur eine nicht vorhandene Unterscheidungsmöglichkeit vortäuschen.

Gruppe I der Flyschgesteine

Kalksandsteine-Sandkalke:

Es handelt sich um bläulich-graue, feinmittelkörnige Kalksandsteine, die durch das häufige Auftreten von gelben Dolomitkomponenten ein charakteristisches Aussehen erhalten. Dieser Typus dürfte mit den von TRÜMPY & BERSIER (1954: 129) als «Grès calcaires de type Flysch, Type I» übereinstimmen. Vertreter der Hauptmasse dieser Gerölle zeigen im Dünnschliff folgendes Bild[8]):

Schliff N 10/2: Mittelkörniger Sandstein

Quarz, Gesteinsbruchstücke und Chert (Hornstein) sowie völlig zersetzte Feldspäte machen ungefähr 70% des Gesteins aus. Muscovit, Sericit, Chlorit und etwas Glaukonit sind die silikatischen Nebengemengteile. Ca. 30% des Gesteins ist Karbonat, das in Körnern von 0,2 mm auftritt und alle Übergänge zur spärlich vorhandenen, feinkörnigen Matrix aufweist. Ein Teil der Körner erweist sich im gefärbten Schliff (Alizarin S) als Dolomit. Fossilien wurden keine beobachtet.
Herkunft: Flyschsandstein unbestimmt.
Alter: unbestimmt, wahrscheinlich Kreide oder Tertiär.

Schliff N 11/1: Mittelkörniger Kalksandstein

Er unterscheidet sich von N 10/2 nur durch seinen grösseren Karbonatgehalt (60%). Ferner sind die Dolomitkörner nicht nur als Einkristalle vorhanden, sondern bilden oft selbst feinkörnige Aggregate. An Fossilien wurde einzig ein Echinoidenbruchstück und zwei angeschnittene Kammern einer unbestimmbaren Foraminifere gefunden.
Herkunft: Flyschsandstein unbestimmt.
Alter: unbestimmt, wahrscheinlich Kreide oder Tertiär.

Konglomerate (Schliffe N 10/3a, N 5/2, N 10/3, N 5/2a):

Die Konglomerate treten in unseren Zählungen sehr stark zurück. Sie überschreiten nie die Grösse von einigen Zentimetern. Es sind feine Kalk-Dolomit-Konglomerate mit Komponenten von einigen Millimetern bis etwas grösser als ein Zentimeter. Wir betrachten sie ihres Reichtums an Dolomitkomponenten wegen als die grobdetritischen Äquivalente der oben beschriebenen banalen, dolomitreichen Kalksandsteine-Sandkalke. Im Gegensatz zu diesen lässt sich aber anhand des Komponentenbestandes die Herkunft der Konglomerate mit ziemlicher Sicherheit feststellen:

---

[8]) Herrn Prof. Dr. ALLEMANN, der uns sämtliche Schliffe der Sedimentgerölle auf Fossilinhalt und mögliche stratigraphisch-tektonische Einordnung durchsah, möchten wir an dieser Stelle nochmals herzlich danken.

Herkunft: Das Bild unserer Konglomerate deckt sich gut mit der Beschreibung von SPECKS Mokausageröllen (SPECK, 1953: 104). Ein Vergleich mit den Flyschkonglomeraten der Simmen-Decke aus der Collection TSCHACHTLI zeigt sehr gute Übereinstimmung unserer Konglomerate mit denjenigen aus dem Flysch der Simmen-Decke.

Als Komponenten finden sich:

- Kieselschiefer mit fraglichen Echinodermenstielgliedern und verkieselten Makrofossilresten
- Hornstein mit Spongiennadeln
- ferritisch pigmentierter Radiolarit mit Radiolarien und Spongiennadeln
- sandig-spätiger Kalk (wahrscheinlich liasischen Alters) mit *Lenticulina sp.*
- glaukonitischer Quarzsandstein
- Quarzit mit gradierter Schichtung
- dichter, steriler Kalk
- dichter Kalk mit Radiolarien
- fraglicher Calpionellenkalk mit rekristallisierten Querschnitten
- Dolomit

Zwischen den Kieselschiefern und Radiolariten finden sich alle Übergänge von schwacher zu starker Verkieselung. Eines der Gerölle weist besonders starke Verkieselung der Komponenten auf. Hier sind auch Dolomit- und Kalkkomponenten verkieselt. Die nichtkieseligen Bestandteile sind vorzüglich gerundet. In der feinen calcitischen Grundmasse treten eckige Quarzkörner und Chlorit auf.

Als Verbindungsglied zwischen den grobklastischen Konglomeraten und den feinklastischen Sandsteinen betrachten wir ein dolomitisch-kalkiges Feinkonglomerat:

Es steht auch im mengenmässigen Auftreten zwischen den seltenen Konglomeraten und den häufigen Sandsteinen. Der Komponentenbestand ist analog den obigen Konglomeraten. Neu ist das Auftreten von grobkristallisierten Kalkkomponenten. Das Gestein zeigt folgendes Schliffbild:

Schliff N 15/1: Dolomitisch-kalkiges Feinkonglomerat

Als Hauptbestandteil treten gutgerundete Dolomitkörner von 0,5–1,5 mm auf, die ihrerseits aus Dolomitaggregaten von verschiedenen Korngrössen bestehen. Zum Teil führen die Dolomite unbestimmbare Fossiltrümmer. Kalkkomponenten sind selten und wenn vorhanden, als kryptokristallines Gemenge von Calcit und Dolomit. Der silikatische Anteil (~10%) tritt ausschliesslich als Chert (Hornstein) oder in Form roter Radiolarite in der gleichen Korngrösse auf, doch z. T. etwas weniger gerundet als der Dolomit. Bindemittel bildet ein grobspätiger Calcit.
Fossilien sind sehr spärlich: Rudistenbruchstück
Lagenidenbruchstück

Zusammenfassend lässt sich über die Gruppe I der Flyschgesteine folgendes aussagen:

Die durch ihren hohen Dolomitgehalt ausgezeichneten Konglomerate bis Sandkalke können im einzelnen weder alters- noch herkunftsmässig sicher eingestuft werden. Als Gruppe – gestützt auf Vergleiche mit Flyschgesteinen aus dem Rückland – ist die Herkunft aus dem Flyschanteil der präalpinen Decken[9]) wahrscheinlich.

---

[9]) Unter den präalpinen Decken verstehen wir die drei Einheiten Klippen-Decke, Breccien-Decke und Simmen-Decke. Nicht dazu gerechnet sind die ultrahelvetischen Préalpes und die penninische Niesen-Decke.

Gruppe II der Flyschgesteine

Sie besteht aus feinmittelkörnigen Kalksandsteinen-Sandkalken, die im Gegensatz zu den gleichen Fraktionen der Gruppe I kaum detritischen Dolomit führen. Grobdetritische Gerölle fehlen. Die grauen, muscovitreichen Sandsteine mit ihrer tiefgründigen, bräunlichen Verwitterungskruste erinnern stark an gewisse Varietäten der unterstampischen Sandsteine. Allerdings ist der immer deutlich sichtbare Glaukonit viel zu häufig, als dass Verwechslungen mit den Molassegesteinen möglich wären. Dagegen zeigen gerade die feinkörnigen Anteile der Gruppe II oft Konvergenzen zu den feinkörnigen Gesteinen der Gruppe I. Deshalb wurde in Tabelle 9 (S. 281) auf eine Aufteilung der Flyschgesteine verzichtet.

Drei Schliffe von repräsentativen Vertretern sollen die Gruppe II der Flyschgesteine charakterisieren:

N 15/7: Mittelkörniger Kalksandstein

Der silikatische Anteil (~50%) besteht hauptsächlich aus eckigen bis kantengerundeten Quarzkörnern (z.T. undulös auslöschend) und Gesteinsbruchstücken (Quarziten) von max. 0,25 mm. Dazu treten einige Prozent Feldspat und etwas Muscovit sowie wenig Glaukonit. Der Calcit als Bindemittel ist in der gleichen Korngrösse vertreten wie die Silikate. Als Fossilien finden sich

- tertiäre Globigerinen
- Anomaliniden
- Milioliden
- Lithothamnienreste
- ein Discocyclinen-Fragment

Herkunft: Flyschsandstein unbestimmt
Alter: Tertiär; Eozän (event. Paleozän)

Schliff N 3/2: Grauer, feinmittelkörniger Sandkalk

Das Gestein besteht zu 30–40% aus Quarz, Feldspat, Gesteinsbruchstücken, etwas Glimmer und Glaukonit. Den Rest bildet Calcit, der sowohl in detritischen Körnern, wie auch als Zement vorliegt.
Fossilien:

- Anomaliniden
- Milioliden

Herkunft: Flyschsandstein
Alter: unbestimmt

Schliff N 16/1: Grauer, mittelkörniger Sandkalk

30–40% silikatische Komponenten (Quarz, Feldspat, Gesteinsbruchstücke und Glimmer) sind eingebettet in einer oft gleichkörnigen, z.T. auch feineren Matrix von Calcit. Das ganze Gestein ist reich an Fossiltrümmern. Es lassen sich folgende Fossilien erkennen:

- *Nummulites sp.*
- *Discocyclina*
- grosse Anomaliniden
- Rotaliden
- *Fabiania*
- koralline Algen
- *Daviesina?*
- Milioliden
- ?Assilinenbruchstück

Herkunft: ultrahelvetischer Flysch
Alter: Lutétien- (Priabonien)

Zusammenfassend stellen wir fest: Neben unbestimmbaren Geröllen der Gruppe II treten sicher zur gleichen Familie gehörende Flyschgesteine auf, die ihren tertiären, ultrahelvetischen Ursprung eindeutig zu erkennen geben.

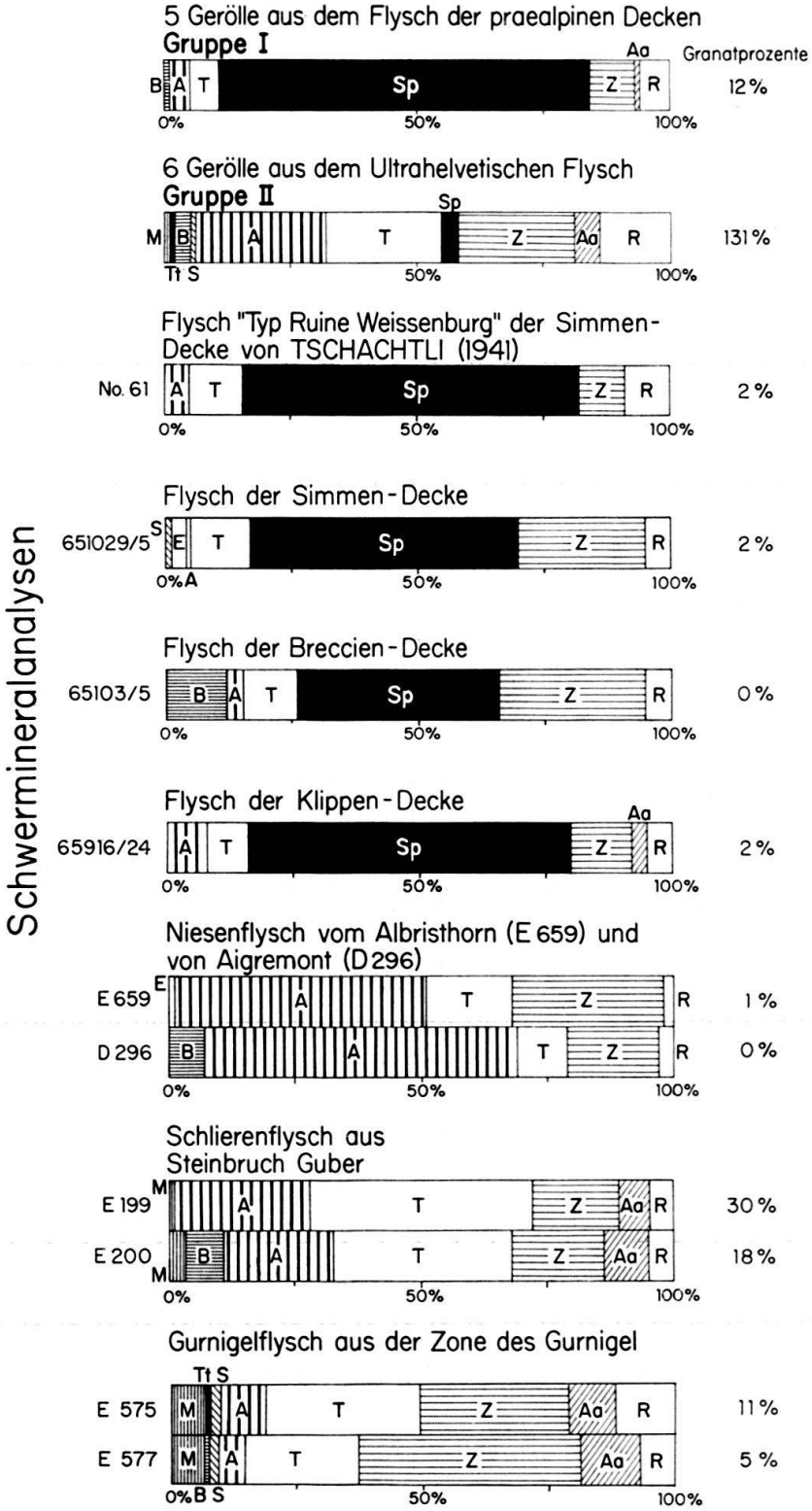


Fig. 9 Die Schwermineralspektren von Flyschgeröllen aus der Nagelfluh sowie von einigen Flyschkomplexen des Rücklandes.

R = Rutil und Brookit; Aa = Anatas; Z = Zirkon; Sp = Spinell; T = Turmalin; A = Apatit; E = Epidot; S = Staurolith; B = Baryt; Tt = Titanit; M = Monazit

Die Proben 65103/5 und 65916/24, die nach der Literatur dem Flysch der Breccien- resp. Klippen-Decke angehören sollten, stammen nach den neuesten Untersuchungen von W. FLÜCK ebenfalls aus dem Flysch der Simmen-Decke (vgl. Fussnote 12).

2) Der Schwermineralgehalt einiger Flyschgerölle und ihrer vermutlichen Mutterformation

Um die obigen, auf mikrofaziellem Weg erhaltenen Resultate zu kontrollieren, wurden einige typische Flyschgerölle der Gruppen I und II auf ihren Schwermineralgehalt hin untersucht. Die Resultate sind in Figur 9 zusammengestellt (siehe dazu auch Fussnote 12, S. 272).

Im obersten Balken der Figur 9 ist die Schwermineralverteilung von fünf Geröllen der Gruppe I gemittelt. Auffallend ist die starke Spinellvormacht und der bescheidene Granatgehalt. Das häufige Auftreten des Spinells in der stampischen Molasse (vgl. S. 293) wird dadurch eindeutig erklärt: Das resistente Mineral stammt aus dem Abrieb der Flyschgerölle der Gruppe I und liegt somit wenigstens auf ternärer Lagerstätte.

Als Flyschgerölle der Gruppe II wurden 6 Handstücke analysiert und die Durchschnittswerte auf Figur 9 im zweitobersten Balken dargestellt. Das Schwermineralspektrum hat sich gegenüber den oben erwähnten völlig verändert. Bei schwacher Apatitvormacht halten sich die Anteile Turmalin, Zirkon und TiO_2-Minerale ungefähr die Waage. Spinell tritt nur noch in sehr kleinen Mengen auf (durchschnittlich 3 Kornprozent), dagegen steigt der Granatgehalt sprunghaft an. Bemerkenswert ist auch der starke Anteil des Anatas bei der TiO_2-Gruppe.

Es stellte sich nun die Frage, mit welchen Flyschkomplexen im Rückland unsere zwei Flyschgeröllgruppen am ehesten anhand ihres Schwermineralgehaltes verglichen werden könnten. Da leider publizierte schwermineralogische Daten aus den Flyschgesteinen fast ganz fehlen, mussten die verschiedenen Flyschablagerungen, die als potentielle Lieferanten der stampischen Molasseablagerungen in Frage kamen, auf ihren Schwermineralgehalt hin überprüft werden[10]). Es sind dies die Flyschablagerungen der präalpinen Decken, der Niesen-Decke sowie des Schlieren- und des Gurnigelflyschs[11]).

Nach der klassischen Auffassung, die u.a. von CADISCH (1953: 19) vertreten wird, entstammen die Flyschbildungen der Simmen-, Breccien- und Klippen-Decke dem unterostalpinen Geosynklinalraum. Der Niesenflysch wird von CADISCH (1953: 200) aus dem pennischen oder eventuell sogar unterostalpinen Ablagerungsraum bezogen, der Schlieren- und Gurnigelflysch aus dem Ultrahelvetikum (CADISCH, 1953: 176).

Nach neuerer französischer Auffassung, die für die Schweizer Alpen von TRÜMPY (1960) ausgebaut wurde, hat sich das Bild der Ablagerungsräume stark verändert. Ohne auf diese alpintektonischen Probleme näher eintreten zu wollen, sei hier die Auffassung TRÜMPY (1960: 853) für den Zeitabschnitt der oberen Kreide kurz wiedergegeben: Es existiert in der oberen Kreide ein externer und ein interner Flyschtrog, die durch einen sehr breiten Ablagerungsraum (Mittelpenninikum) mit Couches-rouges-Fazies getrennt werden. Der externe entspricht ungefähr dem Ultrahelvetikum

---

[10]) Die einzig zurzeit verfügbaren Daten stammen von FÜCHTBAUER (1964: 278) und umfassen einige Proben aus dem Altdorfer Sandstein, dem Schlieren- und Gurnigelflysch, deren Werte mit unseren Resultaten sehr gut übereinstimmen.

[11]) Die Handstücke aus den präalpinen Decken wurden uns in freundlicher Weise von Herrn cand. geol. W. FLÜCK, der im Simmental arbeitet, zur Verfügung gestellt. Die übrigen Proben wurden der Institutssammlung des Geologischen Instituts der Universität Bern entnommen.

und Nordpenninikum. In den Norden dieses Raumes weist TRÜMPY (1960: 876, 877) den Schlieren- und im Tertiär auch den Gurnigelflysch, in den Süden den Niesenflysch. Der interne umfasst das Südpenninikum und das Ostalpin. Von hier bezieht TRÜMPY (1960) den Flysch der Simmen-Decke.

Im Paleozän ist der interne Flyschtrog der Simmen-Decke bereits emergiert. Im externen Streifen kommen die Tertiäranteile des Niesen- und Schlierenflysches sowie der Gurnigelflysch zum Absatz. Im mittelpenninischen Raum, wo in der Oberkreide die pelagischen Couches-rouges sedimentiert wurden, bilden sich im Alttertiär ein nördlicher Trog mit den Flyschablagerungen der Klippen-Decke und ein südlicher mit denjenigen der Breccien-Decke aus.

Wie Figur 9 zeigt, zeichnen sich die Proben (Nr. 61, 65 10 29/5, 65 10 3/5, 659 16/24) aus den mittelpenninischen und interneren Flyschtrögen alle durch eine sehr grosse Spinellvormacht (max. 67 %) aus[12]). Zirkon kann bis 30 % der Schwermineralfraktion ausmachen, während die TiO_2-Gruppe (Anatas fehlt praktisch) und Turmalin mit bis zu 10 % vertreten sind. Der Apatitgehalt tritt sehr zurück (1,8 %), und der Granat ist nur in Spuren vorhanden.

Ein völlig verschiedenes Schwermineralspektrum weisen die Flyschbildungen des externen Troges auf:

Für den Niesenflysch ist Apatit (max. 62 %) der Hauptvertreter. Dann folgt Zirkon (max. 30 %) und Turmalin (max. 17 %). Der Anteil der TiO_2-Gruppe ist sehr gering, und Granat ist nur sporadisch vorhanden. Schlieren- und Gurnigelflysch zeigen eine ähnliche Schwermineralassoziation, die vor allem durch die Minerale Turmalin (Schlierenflysch bis 44 %, Gurnigelflysch bis 30 %) und Zirkon (Gurnigelflysch 44 %, Schlierenflysch 18 %) gekennzeichnet ist. Die TiO_2-Gruppe fällt durch ihren starken Anatasgehalt (max. 12 %) auf. Als für diese Ablagerungen charakteristisches Mineral erscheint der Monazit (max. 7 %). Der Granatgehalt (max. 30 %) gewinnt gegenüber den interneren Flyschablagerungen an Wichtigkeit.

Ohne den auf diesem Gebiet so wünschenswerten Spezialuntersuchungen vorgreifen zu wollen, lassen sich schon aus unseren statistisch nicht gesicherten Daten über Flyschgesteine interessante Tendenzen im Schwermineralspektrum feststellen:

1. Der Spinell ist charakteristisch für die internen Flyschtröge (vgl. Fussnote 12). In den externen fehlt er. Erst im subalpinen Flysch in der Gegend des Entlebuchs, der nach FURRER (1949: 149) zumindest teilweise nordhelvetischen Ursprungs ist, sowie in der stampischen Molasse tritt Spinell wieder auf. Er kann hier bereits als Umlagerungsprodukt aus den obigen Flyschsedimenten gedeutet werden.
2. Der Granat fehlt praktisch in den südlichen Flyschablagerungen. Vom ultrahelvetischen Raum (Schlieren- und Gurnigelflysch) nach Norden (subalpiner

[12]) Sedimentpetrographische Detailstudien in den präalpinen Flyschsedimenten, wie sie W. FLÜCK im Rahmen einer Dissertation durchführte, haben inzwischen neue Resultate gezeitigt:
Nach einer frdl. mündl. Mitteilung von W. FLÜCK beschränkt sich der Spinell einzig auf gewisse Flyschanteile der Simmen-Decke. Dadurch wird unsere Aussage keineswegs abgewertet, sondern nur präzisiert. Die spinellführenden Flyschgerölle der Gruppe I können demnach in die Simmen-Decke gewiesen werden. Andrerseits unterscheidet sich die spinellfreie Gruppe II der Flyschgerölle – wie W. FLÜCK bestätigt – durch ihren hohen Granatgehalt eindeutig von den spinellfreien Flyschsedimenten der Simmen-Decke und den übrigen präalpinen Einheiten. Die hohen Granatwerte berechtigen eine externere – ultrahelvetische – Einstufung der Gruppe II.

Flysch) nimmt er sukzessive zu, um in der Molasse ein Maximum (bis über 1000 % bezogen auf die übrigen Schwerminerale) zu erreichen.

3. Die Sedimente des externen Flyschtroges (Niesen-, Schlieren- und Gurnigelflysch) lassen sich durch Unterschiede in ihrer quantitativen Schwermineralzusammensetzung mit grösster Wahrscheinlichkeit auseinanderhalten.
4. Das häufige Auftreten der seltenen Minerale Monazit und Anatas dürfte für den Schlieren- und Gurnigelflysch spezifisch sein.

Allen diesen Feststellungen haftet etwas sehr Provisorisches an. Sie müssen durch Reihenuntersuchungen statistisch untermauert werden (vgl. Fussnote 12, S. 272). Solche Untersuchungen würden aber sicher viele der hängigen Fragen in bezug auf die Flyschtröge und namentlich auch auf den Zusammenhang Flysch-Molasse (vgl. S. 300) klären helfen (vgl. auch GASSER, 1967).

Resultate des Schwermineralvergleichs von Flyschgeröllen mit ihren fraglichen Mutterformationen:

Die Einreihung der beiden Flyschgeröllgruppen I und II bietet, wie Figur 9 zeigt, keine Schwierigkeiten. Der den präalpinen Decken zugeordnete Gerölltyp fügt sich schwermineralogisch ausgezeichnet in den Rahmen dieser Flysche (siehe Fussnote 12, S. 272). Der Gerölltyp der als ultrahelvetischen Ursprungs vermuteten Gruppe II fügt sich ebenfalls gut in das Schwermineralspektrum der ultrahelvetischen Flyschablagerungen. Unterstrichen durch den hohen Gehalt an TiO_2-Mineralen, insbesondere auch an Anatas, gleicht er sich stark der Gruppe des Schlieren- und Gurnigelflysches an. Ebenso weist der beträchtliche Granatgehalt auf eine relativ externe Flyschbildung hin.

Somit sind die auf paläontologisch und mikrofaziellem Weg erhaltenen Vermutungen über die Zuordnung der beiden Flyschgruppen durch Schwermineralanalysen eindeutig bekräftigt und erwiesen.

3) Spongite

Neben den Flyschgesteinen – wenn auch weniger häufig als diese – bilden die Spongite eine wichtige Gruppe. Es handelt sich um schwarze, dichte, kieselige Kalke, z.T. mit schwarzen Hornsteineinlagerungen. Die Schliffe N 15/11, N 9/1, N 15/6 stammen von solchen Geröllen. Die Schliffbilder lassen sich nicht von gewissen Typen des Heiti-Lias (östliche Stockhornkette, NICOL, 1956) unterscheiden. Als Beispiel diene die Beschreibung des

Schliffes N 15/11: Schwarzer Spongit

Ein Haufwerk von z.T. verkieselten Nadeln und anderen Fossilresten (bis 0,5 mm) wechsellagert mit feinkörnigem, in einer amorphen, kieseligen Matrix eingebettetem Calcit. Dieser nicht immer schichtparallele Wechsel von grobem und feinem Material ergibt das schlierige Gefüge des Gesteins. Als Fossilien finden sich:

- Lageniden
- Ostrakoden

Herkunft: Klippen-Decke
Alter: Lias

Die stark kieseligen Glieder dieser Familie, die in ihrer Farbe heller werden und oft ein völlig quarzitisches Aussehen erhalten, sollen im folgenden Schliffbild charakterisiert werden:

Schliff N 11/4: Grauer, stark verkieselter Echinodermenspatkalk

Die Grundmasse besteht aus einem Gemenge von feinkörnigem bis chalcedonartigem Quarz einerseits und mikrokristallinem Dolomit andererseits. Ihr eingelagert sind bis 0,5 mm grosse Karbonatkörner (z. T. umkristallisierte Fossiltrümmer), die etwa 40% des Gesteins ausmachen. Fossilien:

- Textulariden
- Lageniden: *Nodosaria*
  Dentalium

Herkunft: Klippen-Decke (nicht zu unterscheiden von gewissen Typen des Heiti-Lias)
Alter: Lias

Von diesen quarzitischen Gesteinen besteht eine Querverbindung zu den eigentlichen

4) Ölquarziten

Da dieser Gesteinstyp ein Durchläufer ist und wir in unseren Schliffen keine Fossilien fanden, lassen wir die Herkunft dieser für unsere Nagelfluhen nicht sehr wichtigen Gerölle offen. Mit ihrer Heimweisung hat sich SPECK (1953: 120) eingehend befasst. Er sieht in der Ölquarzit-Gruppe – bestärkt durch den Fund eines Nummuliten – das Abbild der Gesteine «des priabonen Wildflysches des südhelvetisch-nordpenninischen Faziesgebietes». Im Schliff bietet sich dieses Gestein wie folgt dar:

Schliff N 15/9: Grünlicher Ölquarzit

Es handelt sich um ein Gemenge von 0,05–0,2 mm grossen Quarzkörnern (90%), die sich in dem Masse gegenseitig verzahnen, dass jedes Bindemittel fehlt. Zu einigen Prozenten tritt gleichmässig im Quarz verteilt – aber deutlich feinkörniger – ein Alkalifeldspat auf. Die grünliche Farbe stammt von Chlorit, der zusammen mit dem etwa in gleicher Menge vorhandenen Muscovit eine sehr schwache Einregelung zeigt. Daneben kann der Muscovit auch nesterartig angehäuft sein.

Die kalkreicheren Glieder der Spongite führen über zu den

5) Fleckenkalken

Als Beispiel dieser Fleckenkalke sei das Handstück N 15/4 beschrieben:

Schliff N 15/4: Dunkelbrauner Fleckenkalk

Ein homogener, sehr feinkörniger Kalk weist stellenweise Schmitzen mit dunkler Pigmentierung (höherer Tongehalt!) auf. Darin finden sich auch vorzugsweise rekristallisierte Radiolarien (bis 0,1 mm), sehr vereinzelt detritische Quarze, wenig Spongiennadeln und das Bruchstück eines Lageniden.

Herkunft: Ultrahelvetikum oder präalpine Decken
Alter: wahrscheinlich Lias

Je nach ihrem Kieselgehalt wurden die oben beschriebenen Gerölle den hellen und dolomitischen Quarziten, den Ölquarziten oder den Spongiten zugezählt. Dadurch erhielt die Aufteilung in diese drei Gruppen etwas Willkürliches. Der weitaus schwächste Punkt unserer Geröllzählungen liegt aber in der Unterscheidung der liasischen Spongienfazies von den kieseligen Flyschspongienkalken. Bei Zurücktreten des Sandgehalts können die Flyschgesteine auch im Anschliff nicht mehr als solche erkannt werden. Wir müssen deshalb festhalten, dass ein gewisser Anteil der Spongite eventuell den Flyschgesteinen zuzuzählen wäre. Auf diese Schwierigkeiten, die sich aus den Fazieskonvergenzen ergeben, hat auch SPECK (1953 :117) ausdrücklich hingewiesen.

6) Dolomite

In den unteren Teilen der Nagelfluhen erlangen weiss anwitternde, gelb-braune Dolomite grosse Bedeutung. Diese Gesteine sind durchwegs fossilleer, ihr triasisches Alter bleibt Vermutung und ihre Herkunft ist unbestimmt. Zur Charakterisierung dieser Gruppe sollen zwei Schliffbeschreibungen dienen:

Schliff N 7/3: Hellbrauner, zuckerkörniger Dolomit

Das etwas brecciöse Aussehen im Anschliff erweist sich im Schliff als nesterhafte Anhäufung von Dolomitkristallen einheitlicher Korngrösse, die sich gegenüber ihrer Umgebung mit anderer Korngrösse abheben. Sowohl die grössten Körner (0,6 mm), wie die kleinsten (< 0,1 mm) können solche Nester bilden; daneben finden sich alle Übergänge. Das Gestein besteht zu 100% aus Dolomit. Fossilien wurden keine gefunden.

Herkunft: ?
Alter: Trias?

Schliff N 15/5: Heller, oolithisch-onkolithischer Dolomit (weiss anwitternd)

Die bis 0,3 mm grossen Ooide sowie die bis 2 mm grossen Onkoide bestehen aus mikrokristallinem Dolomit und lassen den konzentrischen Bau nur noch ahnen. Die Zwischenräume werden von einer mittelkörnigen Matrix (0,2 mm) erfüllt. Fossilreste sind nicht zu erkennen.

Herkunft: ?
Alter: Trias?

Alle übrigen in unseren Nagelfluhzonen auftretenden Gerölle inkl. dem Kristallinanteil spielen mengenmässig eine sehr untergeordnete Rolle. Es bleiben zu erwähnen:

7) Dichte Kalke

Sie umfassen unter anderem die «Gruppe der Aptychenkalke». Obschon Aptychen fehlen, können sie anhand der Faunenassoziation den Aptychenkalken von SPECK (1953: 95) gleichgesetzt werden. Vier Dünnschliffbeschreibungen sollen diese Gruppe charakterisieren:

Schliff N 1/4: Roter, dichter Kalk

Die mikritische, von ferritischem Pigment gefärbte Grundmasse ist von Fossilresten durchsetzt. Es lassen sich folgende Fossilien feststellen:

- Echinodermenreste
- Schalenstücke juveniler Mollusken
- Ostrakoden
- juvenile Gastropodenquerschnitte
- *Globochaete alpina*, LOMBARD

Herkunft: Simmen-Decke?
Alter: Malm (oberes Tithon ausgeschlossen)

Schliff N 9/3: Heller, dichter, pseudobrecciöser Kalk

Die im Anschliff gut erkennbaren eckigen Komponenten sind im Dünnschliff nicht mehr festzustellen. Hier handelt es sich um einen kryptokristallinen, calpionellenführenden Kalk.

Fossilien:
- Radiolarien
- *Calpionella alpina* LORENZ
- *Crassicularia sp.*

Herkunft: Ultrahelvetikum oder südlichere Decken
Alter: Tithon

Schliff N 11/3: Grauer, dichter Kalk

In einer calcit-mikritischen Grundmasse befinden sich rekristallisierte Radiolarien. Dieser dichte Kalk geht in eine kieselige, mikritische Lage über, wo die Radiolarien calcitisiert vorliegen.

Fossilien: – Radiolarien
– *Tintinnopsella sp.*
– *Crassicularia sp.*
– *Calpionella alpina* LORENZ

Herkunft: Ultrahelvetikum oder Klippen-Decke
Alter: Tithon

Schliff N 15/2: Hellgrauer, dichter, kieseliger Kalk

In einer kryptokristallinen Grundmasse von Quarz und Calcit liegen kugelige bis ovale max. 0,1 mm grosse, rekristallisierte Fossilreste (Radiolarien). Aus amorpher Kieselsäure bestehende, feinste Nädelchen (Länge bis 0,2 mm) zeigen hervorragende parallele Einregelung, so dass das Gestein im Schliff schön geschichtet wirkt.

Fossilien: – Radiolarien: Spumellarien, Nasellarien

Herkunft: Ostalpin (wahrscheinlich Simmen-Decke oder höher)
Alter: wahrscheinlich Malm

SPECK (1953: 97) weist auf die Verwechslungsmöglichkeiten der Aptychenkalke mit pelagischen Splitterkalken der Oberkreide hin. Dass unsere Zählungen ebenfalls mit diesem Fehler behaftet sind, zeigt der folgende Schliff:

Schliff N 10/1: Hellgrauer, dichter Kalk

In einer kryptokristallinen Grundmasse von Calcit lassen sich folgende Fossilien erkennen:

– *Globotruncana cf. arca* CUSHMAN
– *Globotruncana lapparenti* BROTZEN ssp.
– *Globotruncana sp.*
– *Hedbergella sp.*
– *Gümbelina sp.*

Herkunft: ?Ultrahelvetikum – präalpine Decken
Alter: Campanien-?unteres Maestrichtien

Ein weiterer Fehler bei der Zusammenfassung der dichten Kalke in den Zählungen entsteht dadurch, dass auch Konvergenzen zu den Flyschgesteinen (SPECK, 1953: 97) bestehen.

8) Oolithisch-onkolithische Kalke

Diese Gruppe ist nur sehr sporadisch vorhanden. Reine Oolithe wurden keine gefunden; immer ist eine detritische Komponente mehr oder weniger stark vertreten, wie folgendes Beispiel zeigt:

Schliff N 9/5: Organogen-oolithischer, sandiger Kalk

Ooide aus mikrokristallinem Calcit (0,2–0,5 mm) und von einer feinstkörnigen karbonatischen Masse umkrustete Fossiltrümmer (max. 5 mm) sowie einige Prozent z. T. ebenso umkrustete Quarzkörner und Gesteinsbruchstücke (max. 0,7 mm) bilden ein Haufwerk. Dieses wird durch eine feinkörnige Calcitmatrix zusammengehalten.

Fossilien: – rekristallisierte Reste von Lamellibranchiern
– Algenreste
– Echinodermensplitter
– *Trocholina*
– Gastropoden
– *Textularia sp.*

Herkunft: ?Klippen-Decke
Alter: Malm-Dogger

9) Spatkalke

Relativ selten sind die Vertreter der Spatkalke. Auch hier findet sich immer ein beträchtlicher Sandanteil.

Schliff N 1/2: Schwach sandiger, echinodermenspätiger, organo-detritischer Kalk

In einer fein- bis grobkörnigen Matrix befinden sich folgende Komponenten:

- einige Prozent kantengerundete Quarzkörner
- mikritischer Kalk 0,4 mm (Lumps)
- Fossilreste:
  - Echinodermentrümmer
  - *Orbitolina sp.* (agglutiniert)
  - Algenreste
  - Lamellibranchiertrümmer
  - Gastropodentrümmer
  - ?*Archaeolithothamnium*

Herkunft: ?Ultrahelvetikum
Alter: Barrémien-Aptien

In einem anderen Geröll (N 3/1) finden sich folgende Fossilien:

- Oolithisch umkrustete Makrofossilien
- Lamellibranchier
- Algenstücke
- gerolltes Korallenstück
- Lageniden
- *Lenticulina*
- Echinodermentrümmer
- *Archaeolithothamnium*

Herkunft: ?Ultrahelvetikum
Alter: ?Urgo-Aptien

10) Radiolarite

Nicht sehr häufig treten rote und braune Radiolarite auf, die sich im Schliff wie folgt präsentieren:

Schliff N 9/6: Roter Radiolarit

Es zeigt sich eine Anhäufung von Radiolarien, deren Hohlräume von mikrokristallinem Quarz erfüllt sind. Die ebenfalls mikrokristalline Matrix unterscheidet sich dadurch, dass sie neben Quarz etwas Karbonat führt und zudem mit ferritischem Pigment bestäubt ist.

Herkunft: ostalpine Decken
Alter: jurassisch

Schliff N 1/3: Brauner Radiolarit

In der feinen Grundmasse von kryptokristallinem Quarz lassen sich kreisrunde, etwas gröber kristallisierte Radiolarien-Querschnitte feststellen. Neben wenigen mit Quarz ausgeheilten Klüften ist das Gestein mit Calcitadern vollständig durchsetzt.

Herkunft: ostalpine Decken
Alter: jurassisch

β) Kristalline Komponenten:

Der Kristallinanteil in unseren Nagelfluhen spielt eine sehr untergeordnete Rolle. Die Vorherrschaft der Metamorphite gegenüber den Eruptiva, wie sie HOLLIGER

(1953: 52) hervorhebt, konnte von uns bestätigt werden. Allerdings ist die Vormacht recht gering (vgl. Fig. 10 und 11, S. 282).

1) Metamorphite

Zweiglimmergneise und granatführende Biotitgneise sind die häufigsten Vertreter dieser Gruppe. Oft sind diese Gerölle im Aufschluss völlig zu Grus verwittert. Wir glauben den extrem hohen Granatgehalt des sandigen Bindemittels der Nagelfluhen aus dem Abrieb der granatführenden Gneise herleiten zu dürfen (vgl. auch S. 295). Drei Schliffbeschreibungen sollen diese Gruppe charakterisieren:

Schliff N 7/2: Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneis[13])

Quarz, Kalifeldspat, Albit, daneben Chlorit, Muscovit und Biotit sind Hauptgemengteile. Die xenomorphen, undulös auslöschenden Quarzkörner (0,1–1,0 mm) sind gegenseitig verzahnt und z. T. etwas gestreckt. Eine Verzahnung findet auch gegenüber dem Feldspat statt, wobei der sericitisierte Kalifeldspat deutlich häufiger ist als der etwas frischere Albit. Die Paralleltextur verdankt das Gestein neben den gelängten Quarzen dem lagig angeordneten Chlorit, dem auch geringe Mengen Muscovit und Biotit zugeordnet sind. Die rote, fleckige Verwitterungsfarbe des Handstücks wird durch Limonitschüppchen (?) hervorgerufen. Als Akzessorien sind Titanit, Apatit, Zirkon und Erze zu nennen.

Schliff N 15/10: Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis

Als Hauptgemengteile treten Quarz und Albit-Oligoklas (~10% An), daneben Biotit und Muscovit auf. Der Quarz (~60%) löscht z. T. undulös aus und verzahnt sich mit seinesgleichen und dem in der gleichen Korngrösse vorliegenden, frischen Albit (0,5 mm). Der rotbraune meist frische Biotit (teilweise mit pleochroitischen Höfen) und der Muscovit (zusammen ~15%) sind schön parallel eingeregelt und bewirken so die schiefrige Textur. Akzessorisch finden sich Apatit, gelbbrauner Turmalin (leicht zonar), Zirkon, Titanit und Erzminerale.

Schliff N 13/3: Feinkörniger, granatführender Biotit-Plagioklasgneis

Hauptgemengteile sind Quarz 45% (z. T. undulös auslöschend), leicht sericitisierter Plagioklas (Oligoklas) 45% sowie Biotit (z. T. chloritisiert). Quarz und Feldspat verzahnen sich gegenseitig, wobei vorwiegend der Quarz eine ausgesprochene Längung aufweist. Parallel eingeregelt ist auch der Glimmer. Auffallend sind die oft stark angefressenen Granate. Akzessorien sind Apatit, Rutil, Zirkon und Erz.

Die Herkunft dieser atypischen Gneise ist unbestimmt.

2) Plutonite

Neben den seltenen roten Graniten treten auch grüne und helle z. T. feinkörnige Granite auf. Die rote Varietät entspricht dem von SPECK (1953: 68) als Rigigranit beschriebenen Gestein. Im Folgenden einige typische Schliffbilder:

Schliff N 16/1: Roter Alkaligranit

Hauptminerale sind Alkalifeldspat (Albit, Kalifeldspat), Quarz und Chlorit (z. T. in Nestern); daneben spärlich Muscovit und akzessorisch Titanit (?), Apatit, Zirkon und Erz. Der frische, hypidiomorphe Albit erreicht eine Grösse bis zu 3 mm und ist z. T., besonders in den grossen Individuen, als Schachbrett-Albit ausgebildet. Kalifeldspat tritt gegenüber dem Albit mengenmässig stark zurück. Ebenso ist Quarz eher selten und erreicht nie die Grösse der Feldspäte. Dieselben Minerale treten als Nester und als kataklastische Rissfüllungen in viel kleinerer Korngrösse (~0,2 mm) auf.

Schliff N 6/2: Grünlich-weisser Granit

Quarz, Kalifeldspat, saurer Plagioklas (Oligoklas), daneben Biotit und Muscovit bilden die Hauptbestandteile. Akzessorisch wurde Apatit und Zirkon beobachtet. Mit bis 3 mm Durchmesser

---

[13]) Herrn Prof. Dr. STRECKEISEN möchten wir für die Durchsicht der kristallinen Gerölle nochmals herzlich danken.

ist der Quarz das grösste Mineral. Auch mengenmässig ist er der Hauptbeteiligte (~50%). Der z. T. etwas perthitische Kalifeldspat (~20%) ist leicht bräunlich bestäubt. Dasselbe gilt vom nicht sericitisierten, selten auftretenden Mikroklin. Etwas weniger umgewandelt ist der als Oligoklas mit klarem Albitrand identifizierte Plagioklas (~25%). Der reichlich vorhandene Biotit ist stark bis völlig chloritisiert und z. T. ausgebleicht. Meist eng vergesellschaftet mit dem Biotit findet sich der Muscovit.

An diesem Geröll ist ein für die stampischen Nagelfluhen typisches Phänomen besonders schön ausgebildet: Das ganze Gestein ist von 5 mm breiten bis haarrissfeinen Calcitklüften durchsetzt, die eine gewisse Richtung bevorzugen und so dem Schliffbild ein paralleltexturiertes Gepräge verleihen.

Schliff N 15/8: Feinkörniger, heller Granit

Hauptgemengteile sind Quarz, Kalifeldspat, Albit, dazu Chlorit. Apatit und Zirkon bilden die Akzessorien. Die Korngrösse der Minerale schwankt zwischen 0,2–1,0 mm; diese obere Grenze wird nur von einigen einsprenglingsartigen Albiten wesentlich überschritten. Quarz tritt in Mengen um 40% auf; einzelne Individuen löschen leicht undulös aus. Der Anteil an Feldspat beträgt ca. 50%, wobei der Albit-Oligoklas (10% An) den Kalifeldspat überwiegt. Beide sind relativ frisch, der Kalifeldspat ist leicht schummrig und bräunlich bestäubt, der Albit-Oligoklas nur leicht sericitisiert. Der häufige Chlorit ist eindeutig pseudomorph nach Biotit; ganz vereinzelt ist dieser noch als solcher zu erkennen. Auch dieses Geröll ist völlig von Calcit durchsetzt, so dass man auf den ersten Blick glauben könnte, es handle sich um eine Arkose. Der Kornverband der Gemengteile spricht jedoch eher für Eruptivcharakter des Gesteins.

Die Herkunft all dieser Gerölle ist unbestimmt (siehe unten). Prof. STRECKEISEN betonte die Andersartigkeit der hier beschriebenen Gerölle gegenüber den miozänen Kristallingeröllen des Entlebuchs (MATTER, 1964; VON SALIS, 1966) sowie denjenigen der Nagelfluhen von Gunten-Eriz (SCHERER, 1966). Gegenüber den zuletzt erwähnten Ablagerungen zeichnen sich unsere Nagelfluhen durch das fast vollständige Fehlen von Vulkaniten aus.

b. *Zusammenfassung der Resultate der qualitativen, petrographisch-stratigraphischen Geröllanalyse*

Kristalline Komponenten

1. Der relativ bescheidene Kristallinanteil unserer Nagelfluhen unterscheidet sich grundsätzlich von dem der nördlich gelegenen poststampischen Konglomerate. Die Kristallinkomponenten dieser letzteren stehen den Gesteinen der Err-Bernina-Decke nahe, die den stampischen Ablagerungen fehlen. Zur selben Feststellung gelangte SPECK (1953: 75) für die Rigi-Nagelfluh. Dieser Autor möchte das Kristallin aus einem heute nicht mehr vorhandenen kristallinen Kern der Simmen-Decke beziehen.

2. Bei einem Vergleich unserer Kristallingerölle mit denjenigen der Nagelfluhen von Gunten-Eriz findet Prof. STRECKEISEN keine Ähnlichkeit. Dies verwundert nicht, nachdem SCHERER (1966) für die südwestliche Guntennagelfluh erneut auf den sehr hohen Kristallingehalt und zudem ein mögliches Aquitanalter hingewiesen hat.

Sedimentäre Komponenten

1. Als Liefergebiet der stampischen Nagelfluhen des Beichlen-Farneren- und des Heuboden-Äschitannen-Zuges kommen nur

a) die präalpinen Decken
b) die ultrahelvetischen Einheiten

in Betracht.

TRÜMPY & BERSIER (1954: 159) gelangten für die Mont Pèlerin-, SPECK (1953: 123) für die bunte Rigi-Nagelfluh zum selben Schluss.

2. Die Heimweisung der Gerölle durch Prof. ALLEMANN erfolgte derart, dass das mikrofazielle und paläontologische Bild des Einzelgerölls allein ausschlaggebend war. Es wurde also absichtlich auf eine tektonische Einstufung anhand von Geröllgemeinschaften, deren Zusammenstellung eine Anzahl spekulativer Prämisse erfordert, verzichtet. Die Folge war, dass nur in ganz seltenen Fällen ein Geröll spezifisch eingeordnet werden konnte. Dies gelang bei Schlierenflyschgeröllen, welche übrigens die Riesenkomponenten (100 cm im grössten Durchmesser) der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh bilden, dann auch bei den liasischen Spongiten der Klippen-Decke (Heiti-Lias, NICOL, 1956).

3. Wir sehen die Lösung einer exakten spezifischen Einordnung der weitaus häufigsten Flyschkomponenten auf dem Wege der schwermineralogischen Analyse in der von uns angedeuteten Weise (S. 271). Voraussetzung hiezu ist aber die genaue Kenntnis des Schwermineralgehaltes und seiner vertikalen sowie regionalen Änderungen in jedem der einzelnen, heute im Rückland noch vorhandenen Flyschkomplexe.

C. Die quantitative, petrographisch-stratigraphische Geröllanalyse

Die Geröllzählungen dienten dem Zweck, eventuelle Unterschiede der Geröllführung unserer zwei Nagelfluhzonen (Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh) aufzuzeigen. Die numerischen Daten der Geröllzählungen finden sich in Tabelle 9. Die Resultate für die Beichlen-Farneren-Nagelfluh sind in Figur 10, diejenigen für die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh in Figur 11 dargestellt. Nur die Proben mit den schwarzen Balken entstammen den Typprofilen. Die Proben mit den hellen Balken wurden an Lokalitäten entnommen, deren stratigraphische Höhe im Profil nicht bekannt war. Sie wurden dann anhand ihres Geröllbestandes mit allem Vorbehalt eingestuft (vgl. S. 283 und S. 284). Aus den Figuren 10 und 11 ist ersichtlich, dass der Geröllbestand für beide Nagelfluhzüge prinzipiell gleich ist. Er stimmt übrigens auch gut mit den Zählungen von HOLLIGER (1953: 47) aus dem SW-Teil der Beichlen-Farneren-Nagelfluh überein, nur dass dort im höheren Teil ein etwas grösserer Kristallingehalt vorliegt (max. 28 %). Im folgenden soll versucht werden, die weniger auffälligen Unterschiede in der Zusammensetzung der beiden Nagelfluhzonen, die offensichtlich vorhanden sind, herauszuschälen.

1. Kristalline Gesteine

Der Kristallingehalt der Beichlen-Farneren-Nagelfluh (durchschnittlich 8 %) überwiegt eindeutig gegenüber dem der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (durchschnittlich 2,5 %). Die von FRÖHLICHER (1933: 23) und HOLLIGER (1953: 47) festgestellte Zunahme des Kristallins der Beichlen-Farneren-Nagelfluh gegen das Hangende konnte durch unsere Beobachtungen nicht eindeutig bestätigt werden (vgl. Fig. 10). Dagegen sind die oberen Partien der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh gegenüber den tieferen kristallinreicher (vgl. Fig. 11). Das von HOLLIGER (1953: 52) postulierte Überwiegen der Metamorphite gegenüber dem übrigen Kristallin zeigt sich in unseren Zählungen nur schwach.

Tabelle 9: Numerische Werte der quantitativen, petrographisch-stratigraphischen Geröllanalyse

Geröllanalyse	Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh							Beichlen-Farneren-Nagelfluh								Hornbüel-Schuppenzone	
Geröllarten Probe-Nr.	N1	N2	N3	N4	N5	N12	N16	N7	N8	N9	N10	N11	N13	N14	N17	N15	N6
Nicht metam. Kristallin																	
Rote Granite	—	0,5	—	0,5	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	1	1
Grüne Granite	—	1	—	0,5	1,5	—	0,5	1,5	2	0,5	2	—	1	2	3	1,5	1,5
Helle Granite u. Aplite	—	0,5	—	0,5	1	—	—	3	—	4	2,5	2	—	—	1	4,5	5,5
Syenite-Diorite	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—
Rhyolithe	—	—	—	—	0,5	—	—	—	0,5	—	0,5	—	—	0,5	—	1	—
Ophiolithe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total nicht metam. Kristallin	—	2	—	1,5	3	—	0,5	5	2,5	4,5	5,5	2,5	1	2,5	4	8	8
Metam. Kristallin																	
Gneise	—	2,5	—	2,5	5	—	1	6	3,5	4,5	11	0,5	1	6	2	12,5	5,5
Glimmerschiefer	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,5	—	—	0,5
Amphibolite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total metam. Kristallin	—	2,5	—	2,5	5	—	1	6	3,5	4,5	11	0,5	2	7,5	2	12,5	6
Total Kristallin	—	4,5	—	4	8	—	1,5	11	6	9	16,5	3	3	10	6	20,5	14
Sedimente																	
(Helle)- dolom. Quarzite	14	3	3	16	4,5	4,5	6	1	7	3	5	2	10	11	4	1,5	10
Verrucano-Buntsandstein	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—
Ölquarzite	—	1	—	1	1	2	2	5	2,5	3,5	2,5	2	2	1	0,5	6,5	3,5
Hornstein u. Radiolarite	3	2	—	1	1	2,5	1	—	3,5	1,5	0,5	2,5	1	—	—	5,5	0,5
Schwarze Hornsteine	—	1	—	—	—	0,5	—	1	—	0,5	2,5	—	—	0,5	—	3,5	—
Oolith.-onkolith. Kalke	1	1,5	2	2	3	2	1,5	2,5	—	2	1	—	0,5	0,5	0,5	0,5	—
Helle-braune dichte Kalke	8,5	2,5	10	8,5	6	4,5	4	0,5	5,5	9,5	7	7,5	3	1	—	1,5	3
Dunkle-schwarze Spongite	3	3,5	2,5	10	8	8	14	14,5	17	15	10	19	4	3	19	24	6
Rote Kalke	1	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Spatkalke-(Echin. breccien)	10	1	3	1,5	0,5	4	—	—	2,5	—	—	2	1	—	—	0,5	—
Helle Dolomite	12	3,5	13	—	—	12	0,5	29	8	—	2	—	33,5	29	45,5	13	1,5
Dunkle Dolomite	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1,5	1,5	—	—	—
Grobe Sansteine-Feinkonglomerate (Flyschgesteine)	0,5	—	1	0,5	2,5	4,5	1	1,5	3,5	2,5	1,5	1	1,5	0,5	1	3	0,5
Sandig-kieselige Kalke (Flyschgesteine)	28,5	21	17,5	34,5	25	26	4	27	25	28,5	24	33	27	32	10	5,5	33
Kalkige-dolom. Sandst. (Gruppe I + II) (Flyschgesteine)	18	55	47	21	34	28	63,5	7	17,5	25	25	27,5	11,5	10	13	14	23
Glaukonit-Sandsteine (Flyschgesteine)	—	0,5	0,5	—	0,5	—	1	—	2	—	2	—	0,5	—	0,5	—	—
Konglomerate (Flyschgesteine)	—	—	0,5	—	2	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—
Breccien	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,5
Calcit	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	2,5
Total Sedimente	100	95,5	100	96	92	100	98,5	89	94	91	83,5	97	97	90	94	79,5	86
Gangquarze	—	0,5	—	—	—	1	3	2,5	—	2,5	—	—	0,5	2,5	1	4	—
Atypisches	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	—	—	—

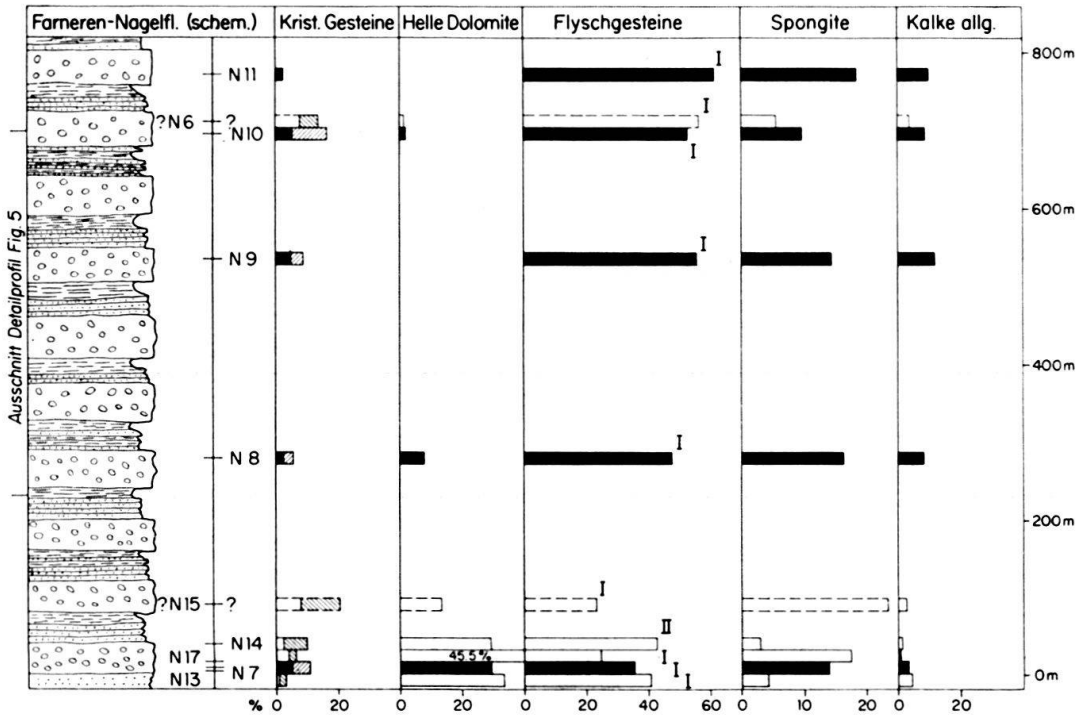


Fig. 10 Die quantitative, petrographische Geröllverteilung in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh. Das lithologische Profil ist stark schematisiert und gibt nur den Sedimentationstyp wieder. Die hellen Balken stammen von Proben unbekannter stratigraphischer Höhe, die anhand ihres Geröllbestandes im Profil eingestuft wurden.

Kolonne «Krist. Gesteine»: Schraffierte Balken repräsentieren den Anteil an metamorphem Kristallin.

Kolonne «Flyschgesteine»: Die Zahlen I und II beziehen sich auf die Vormacht der Flyschgeröllgruppen I resp. II (vgl. Text S. 267).

2. Helle Dolomite

Beiden Nagelfluhzonen gemeinsam ist der starke Dolomitgeröllgehalt (max. 30%) in den tieferen Teilen und das völlige Fehlen in den oberen.

3. Flyschgesteine

Die Flyschgesteine bilden den Hauptanteil der Gerölle in beiden Nagelfluhen (bis 77% in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh). Die Zunahme des Flyschanteils gegen das Hangende in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh geht eindeutig auf Kosten des Dolomits. In der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh ist diese Erscheinung nicht ausgeprägt. Obschon die oben beschriebene Zweiteilung der Flyschgesteine in eine Gruppe I mit Herkunft aus den präalpinen Decken und eine Gruppe II mit ultrahelvetischer Herkunft in der Zählung nicht zum Ausdruck kommt, ergab sich doch bei jeder untersuchten Probe eine deutliche Vormacht der einen oder anderen Gruppe. Die Ziffern I resp. II in der Kolonne der Flyschgesteine von Figur 10 und 11 geben an, ob die Gruppe I oder die Gruppe II in der betreffenden Probe dominiert. Diese Aufteilung führt zu folgender Feststellung:

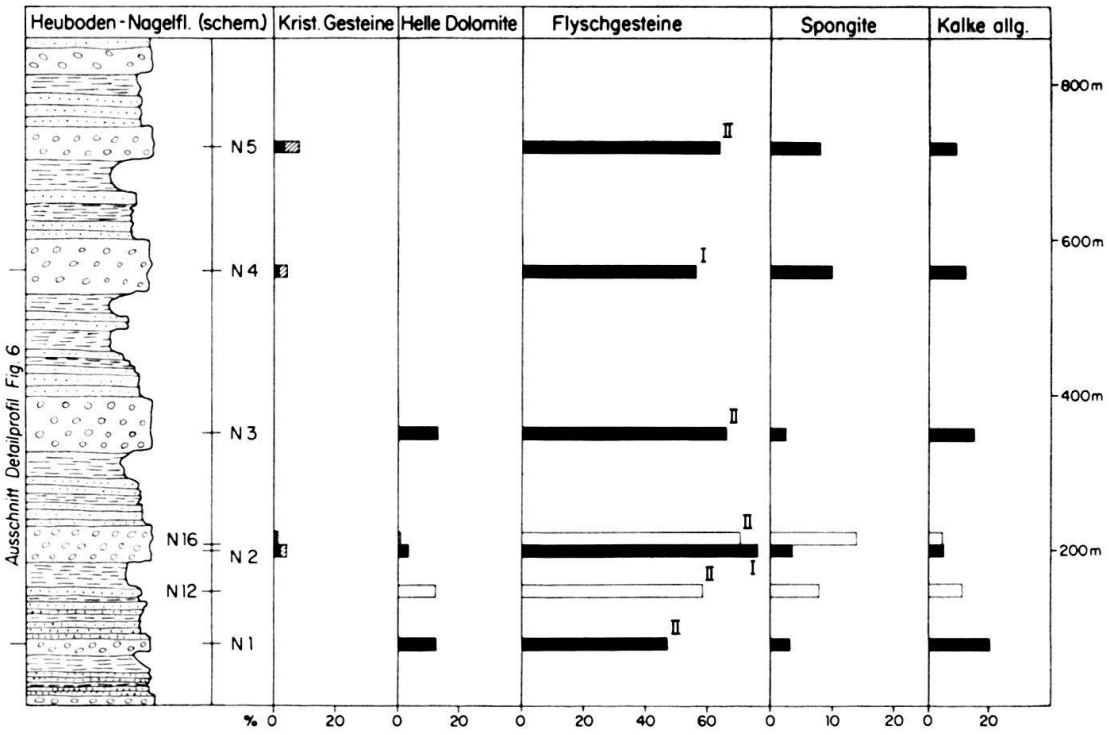


Fig. 11 Die quantitative, petrographische Geröllverteilung in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh.

Das lithologische Profil ist stark schematisiert und gibt nur den Sedimentationstyp wieder.

Die hellen Balken stammen von Proben unbekannter stratigraphischer Höhe, die anhand ihres Geröllbestandes im Profil eingestuft wurden.

Kolonne «Krist. Gesteine»: Schraffierte Balken repräsentieren den Anteil an metamorphem Kristallin.

Kolonne «Flyschgesteine»: Die Zahlen I und II beziehen sich auf die Vormacht der Flyschgeröllgruppen I resp. II (vgl. Text S. 267).

Die Flyschgesteine der Beichlen-Farneren-Nagelfluh stammen vorwiegend aus den präalpinen Decken (Gruppe I), diejenigen der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh vorwiegend aus dem Ultrahelvetikum (Gruppe II).

Es sei betont, dass diese Ziffern nur das Vorherrschen der einen oder anderen Gruppe anzeigen und im übrigen in allen Proben beide Gruppen vertreten sind. Auf die Unmöglichkeit der Aufteilung bei feinkörnigen Geröllen wurde schon hingewiesen (vgl. S. 266).

4. Spongite

Entsprechend der vorherrschenden Provenienz der Flyschgesteine sind die liasischen Spongite der Klippen-Decke in den Ablagerungen der Beichlen-Farneren-Nagelfluh häufiger (max. 19%) als in denen der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (max. 14%).

5. Kalke im allgemeinen

Der geringen Vormacht der Kalke der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (max. 20%) gegenüber denen der Beichlen-Farneren-Nagelfluh (max. 12%) darf keine

grosse Beachtung geschenkt werden. Dazu ist diese Gruppe zu weit gefasst, d. h. sie ist zu heterogen in bezug auf Alter, Herkunft und Fazies der Gesteine, sodass möglicherweise nur die auf S. 274 erwähnten methodischen Fehlerquellen der Geröllzählungen für die Unterschiede verantwortlich sind.

Neben den Proben der Typprofile (schwarze Balken in Fig. 10 und 11) wurden – wie oben erwähnt – noch von andern Lokalitäten der Nagelfluhzonen Proben ausgezählt und entsprechend ihrem quantitativen Geröllgehalt in die Typusprofile eingestuft (helle Balken in Fig. 10 und 11). Besondere Beachtung verdienen die Proben N 13, N 14 und N 17 der Beichlen-Farneren-Nagelfluh (Lokalitäten vgl. Tab. 8, S. 264).

N 13 und N 14 entstammen der S-Seite der Gstellfluh (vgl. Tafel I), also dem östlichsten Ausläufer der Beichlen-Farneren-Nagelfluh. Nachdem die Auszählung der Probe N 14 ein Vorherrschen der für die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh typischen Gruppe II der Flyschgesteine ergab, stellte sich die Frage, ob es sich hier nicht um ein randliches Mischgebiet der beiden Nagelfluhschuttfächer handeln könnte (vgl. auch Fig. 18, S. 303).

Mit der Diskriminanzanalyse ist uns ein geeignetes Mittel gegeben, diese Frage statistisch zu überprüfen[14]). Sie liefert nämlich ein Entscheidungskriterium, ob die betreffende Probe der einen oder andern Population – hier der Beichlen-Farneren-Nagelfluh oder der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh – angehört.

Sowohl die Probe N 13 wie N 14 gehören nach den statistischen Untersuchungen eindeutig der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh an. Eine Durchmischung des Geröllmaterials in den randlichen Gebieten der beiden Schuttfächer hat somit ohne Zweifel stattgefunden.

Die Probe N 17 stammt vom Hasler Hohwald (vgl. Tafel I), dem südlichsten Teil der Beichlen-Farneren-Nagelfluh, der nach Mollet (1921: Tafel II, Profil 10) auch die stratigraphisch höchsten Schichten der Beichlen-Farneren-Nagelfluh umfasst. Der hohe Dolomitgehalt von N 17 erlaubt uns aber diese Probe stratigraphisch an die Basis der Beichlen-Farneren-Nagelfluh zu stellen. Dies bestätigt den im Felde durch Fallmessungen vermuteten Synklinalbau des zentraleren Teiles der Beichlen-Farneren-Nagelfluh. Somit lässt sich der von Mollet (1921: Tafel II, Profil 6a) beobachtete Synklinalbau des NE-Endes des Beichlen-Farneren-Nagelfluhzuges bis weit nach SW feststellen.

Die Proben N 6 und N 15 wurden der Hornbüel-Schuppenzone an der Front der Beichlen-Farneren-Nagelfluh entnommen. Diese Schuppe bildet ein die Hauptaufschiebung begleitendes Schürfpaket. Anhand sedimentpetrographischer Untersuchungen der Sandsteine dieser Schürfzone kamen wir an deren Stelle (Gasser, 1966) zum Schluss, dass an ihrem Aufbau neben Gesteinen der Horwer Schichten und solchen der Granitischen Molasse auch Gesteinspakete aus den stampischen Nagelfluhen beteiligt sein müssen. Wie Fig. 10 (S. 282) zeigt und zudem statistische Aussagen bestätigen, lassen sich die Proben N 6 und N 15 sowohl in qualitativer wie in quantitativer Hinsicht gut in die Beichlen-Farneren-Nagelfluh einordnen.

---

[14]) Dem Methodischen und Theoretischen der Diskriminanzanalyse soll später eine eigene Publikation gewidmet werden. Die Problemstellung zur Diskriminanzanalyse findet sich auf S. 295 bei der Verwertung der Resultate aus den Untersuchungen der Psammite.

Resultate der Geröllzählungen:

Mit Hilfe der Diskriminanzanalyse (Näheres siehe S. 295 und Fig. 17, S. 297) erwiesen sich die stark gleichenden Geröllspektren der Beichlen-Farneren-Nagelfluh und der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh nicht als identisch.

Spongite, helle Granite inkl. Aplite und kalkige bis dolomitische Flyschsandsteine bilden die wichtigsten Kriterien zur Unterscheidung der beiden Nagelfluhschuttfächer. Anhand dieser Gerölle ist eine 93–100prozentige Trennung der beiden Schüttungen möglich. Die Durchschnittswerte dieser Gerölle betragen:

	Beichlen-Farneren-Nagelfluh	Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh
Spongite	16%	7%
helle Granite inkl. Aplite	2%	0,5%
kalkige bis dolomitische Flyschsandsteine (= Gruppe I und II)	19%	38%

Das Überwiegen der Flyschsandsteine in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh steht nicht etwa im Widerspruch zu unseren früheren Aussagen, denn unter dieser Sparte sind sowohl Flyschgesteine der Gruppe I wie der Gruppe II subsummiert. Betrachten wir die quantitativ nicht erfassten Unterschiede innerhalb der kalkigen bis dolomitischen Flyschsandsteine, bleibt folgende Tatsache bestehen:

In der Beichlen-Farneren-Nagelfluh überwiegen Flyschgesteine der Gruppe I, die in den präalpinen Decken beheimatet werden können (vgl. Fussnote 12, S. 272). In der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh dagegen herrscht die Flyschgruppe II vor, die ultrahelvetischer Abstammung ist. Diese Feststellungen, kombiniert mit den Aussagen über die Geröllgrössen, liefern uns wertvolle Indizien zur Rekonstruktion der Paläogeographie (vgl. S. 302).

4. KARBONATBESTIMMUNGEN

Die durch komplexometrische Titration erhaltenen Karbonatwerte sind in Figur 12 in der 3. Horizontalreihe für das Steinibach-Profil, in Figur 14 (S. 289) in der jeweils oberen Horizontalreihe für die übrigen Profile dargestellt. Die weitpunktierte Fläche bezieht sich auf den Calcitgehalt, die engpunktierte auf den Dolomitgehalt.

Gesamtkarbonat (Calcit- und Dolomitgehalt)

Obschon die einzelnen Karbonatwerte sehr starken Schwankungen unterworfen sind, lässt sich von der Steinibach-Serie – dem stratigraphisch tiefsten der von uns untersuchten Molassegesteine – zum fluvioterrestrischen Stampien eine allgemeine Zunahme des Karbonatgehaltes feststellen. Neben den marin-brackischen, unterstampischen Abfolgen des Steinibachs (vgl. 3. Horizontalreihe von Fig. 12) weisen noch die Gesteine des Büeltibachs (vgl. Fig. 14 mittlerer Teil des Profils 5) tiefe Karbonatwerte auf[15]). Die beiden Gesteinsserien wurden schon früher (S. 246) durch feldgeologische Evidenzen in engen Zusammenhang gebracht.

[15]) Die ebenfalls tiefen Werte in Profil 6 der Figur 14 stammen aus der Granitischen Molasse (Schangnau-Schuppe) der äusseren Zone.

In den Nagelfluhzonen erreicht der Karbonatgehalt ein Maximum (vgl. Fig. 14, S. 289). Diese Karbonatwerte werden allerdings noch übertroffen durch die des subalpinen Flysches. Der Karbonatreichtum des subalpinen Flysches dient uns als Mittel zur Unterscheidung der gleichaussehenden Flysch- und Molassemergelkomplexe (vgl. S. 296). Deutlich kommt das Einsetzen des subalpinen Flysches in Figur 12, 3. Horizontalreihe, zum Ausdruck. Im Felde sind die Mergel der Steinibach-Serie unmöglich von den an sie grenzenden Flyschmergeln zu trennen.

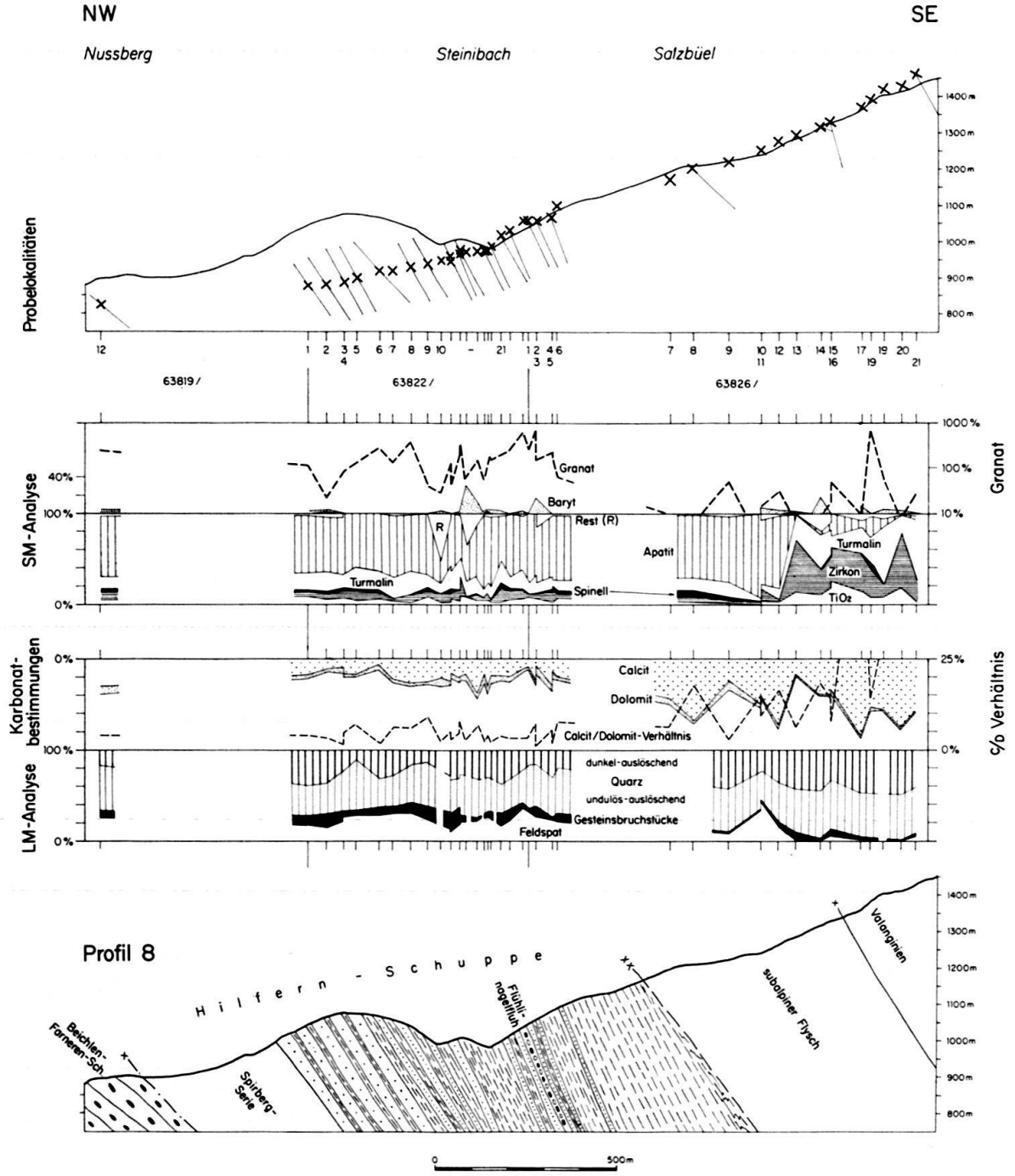


Fig. 12 Das Steinibach-Profil (Profil 8)
SM-Analyse = Schwermineral-Analyse; LM-Analyse = Leichtmineral-Analyse

Eine Mittelwertbildung, die zwar wegen der sich im einzelnen stark überschneidenden Werte fragwürdig ist, gibt die oben skizzierte Entwicklung in der untenstehenden Aufstellung (auf- oder abgerundet) instruktiv wieder:

	Calcit	Dolomit	Gesamtkarbonat	
fluvioterrestrisches Stampien:				(67 resp. 52 Proben)[16])
Beichlen-Farneren-Nagelfluh	29%	11%	40%	
Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh	36%	5%	41%	
marin-brackisches Unterstampien:				
Horwer Platten	25%	7%	32%	(21 resp. 18 Proben)
ostrakodenführender, oberer Teil	26%	7%	33%	(24 resp. 13 Proben)
Steinibach-Serie (= unterer Teil[17])	19%	5%	24%	(36 resp. 29 Proben)
subalpiner Flysch	50%	3%	53%	(25 resp. 15 Proben)
Valanginien der Randkette	66%	2%	68%	(6 Proben)

Der Streubereich um die Mittelwerte wurde mit dem Student-t-Test (vgl. FÜCHTBAUER, 1964: 226; MARSAL, 1949: 249) statistisch ermittelt. Mit Ausnahme des Valanginiens der Randkette, wo zu wenig Proben vorliegen, unterscheiden sich die einzelnen Komplexe mit 99prozentiger Sicherheit. Die marin-brackischen Horwer Platten wurden dabei zum ostrakodenführenden Unterstampien geschlagen.

Calcit-Dolomit-Verhältnis

In den Figuren 12, 3. Horizontalreihe und 14, obere Horizontalreihen (S. 289), ist neben den Calcit- und Dolomitwerten auch das Calcit-Dolomit-Verhältnis abgetragen (durchbrochene Linie). Darstellungsmässig konnten nur Werte zwischen 0 und 25 erfasst werden. Der Streubereich der Einzelwerte ist hier noch grösser als beim Gesamtkarbonat. Eine Zusammenstellung der Mittelwerte ergab folgende Daten (auf- oder abgerundet):

	Calcit-Dolomit-Verhältnis	
fluvioterrestrisches Stampien:		(67 Proben)
Beichlen-Farneren-Nagelfluh	4	
Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh	12	
marin-brackisches Unterstampien:		
Horwer Platten	5	(21 Proben)
ostrakodenführender, oberer Teil	5	(24 Proben)
Steinibach-Serie	5	(36 Proben)
(Detailprofil der Strasse Fruttegg-Chratzerenberg)	6	(14 Proben)
subalpiner Flysch	24	(25 Proben)
Valanginien der Randkette	44	(6 Proben)

[16]) Die zweite Zahl gibt die zur Diskriminanzanalyse (vgl. S. 295) verwertbaren Proben an.

[17]) Nicht mitgerechnet wurden die in Fig. 3 (S. 247) dargestellten Bestimmungen im Detailprofil der Strasse Fruttegg-Chratzerenberg. Die Werte aus 14 Proben ergaben 16% Gesamtkarbonat. Der tiefe Wert ist darauf zurückzuführen, dass im Detailprofil nur Sandsteine, die zudem oft stark angewittert waren, untersucht wurden. Die Fehlerquellen, die bei Titration von Mergeln entstehen können, wurden an anderer Stelle (GASSER, 1966: 759) behandelt.

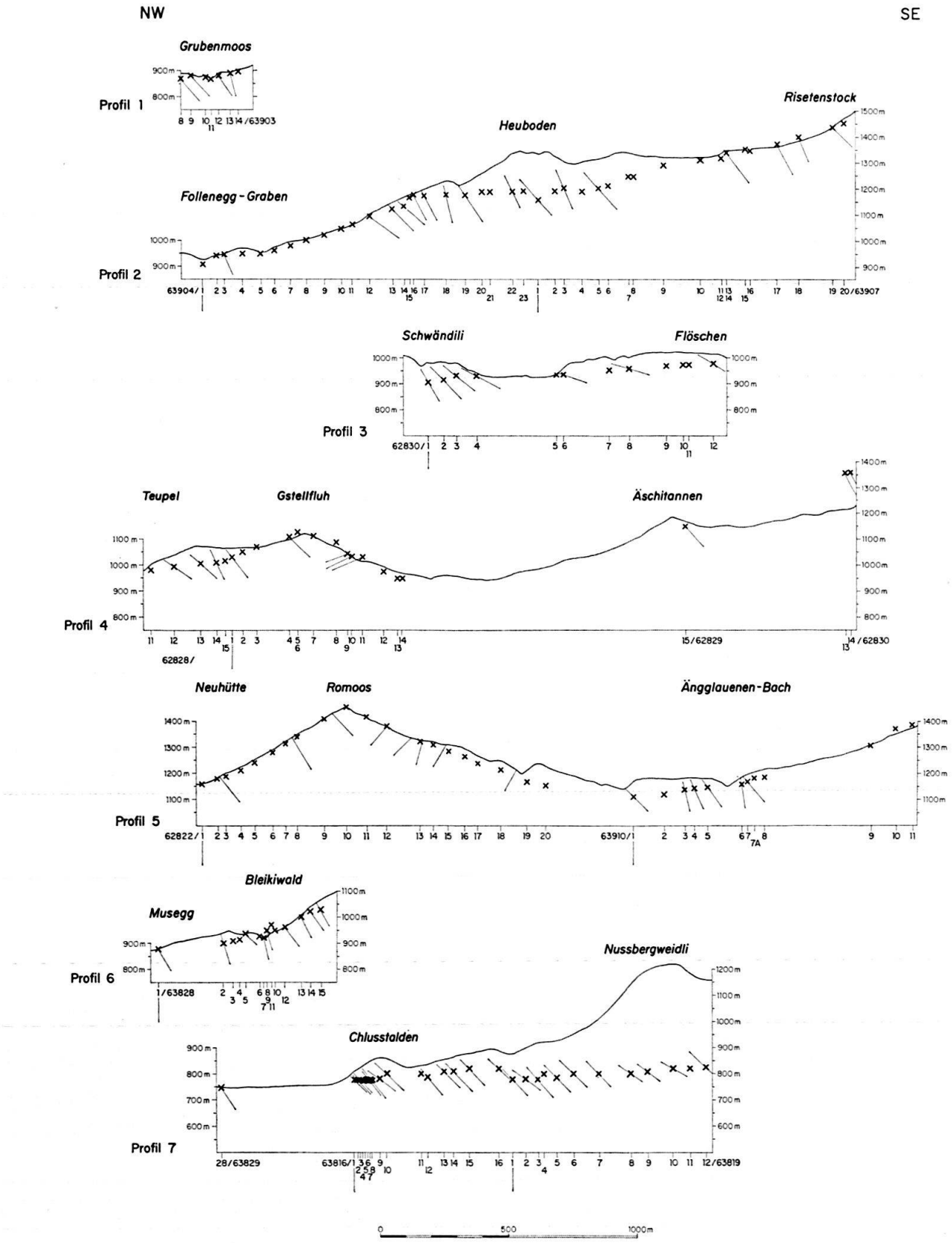


Fig. 13 Querprofile durch die innere Zone der subalpinen Molasse im Gebiet des Entlebuchs (vgl. Tafel I)
Gleiche Profile mit vollständiger Geologie siehe Fig. 19 (S. 305). Probelokalitäten (Kreuze) mit dazugehörigen Fallmessungen (Linien)

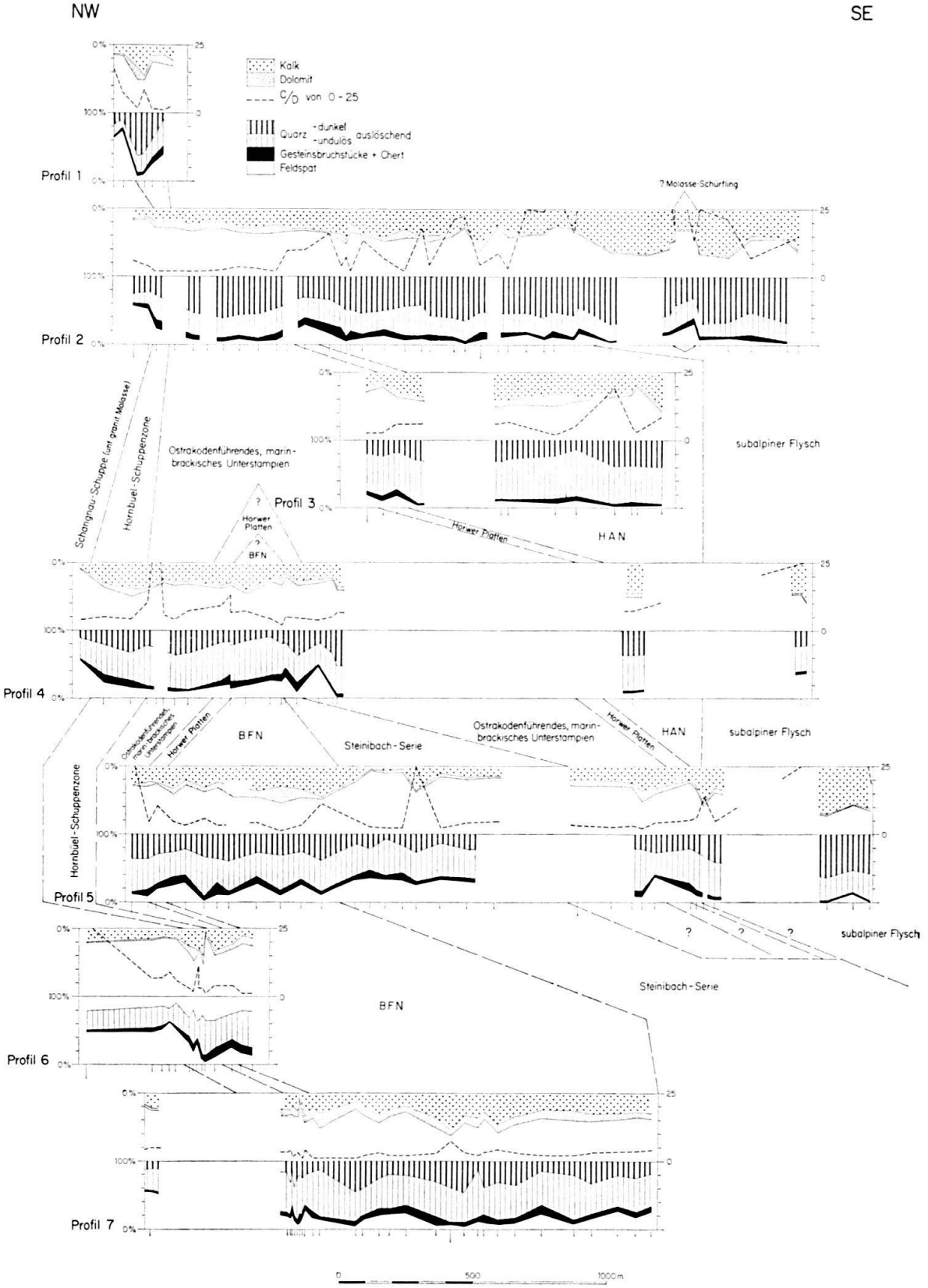


Fig. 14 Resultate der Karbonat- und Leichtmineralanalysen aus der inneren Zone der subalpinen Molasse, dargestellt in den auf Figur 13 ausgeschiedenen Profiltrassen

BFN = Beichlen-Farneren-Nagelfluh; HAN = Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh

Die Unterschiede im Calcit-Dolomit-Verhältnis innerhalb des Stampiens sind statistisch nicht gesichert, mit Ausnahme des hohen Wertes (12) in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (vgl. auch Fig. 14, Profil 2). Dieser unterscheidet sich mit 99prozentiger Sicherheit von dem der Beichlen-Farneren-Nagelfluh (4). Er ist bedingt durch das oben beschriebene (vgl. Kapitel Geröllanalyse S. 283) Zurücktreten der dolomitreichen Flyschgerölle der präalpinen Decken (vgl. Fussnote 12, S. 272) in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh. Die durch die Geröllanalyse gewonnenen Daten werden dadurch bekräftigt.

Durch einen sprunghaften Anstieg des Calcit-Dolomit-Verhältnisses (24) geben sich die Gesteine des subalpinen Flysches zu erkennen. Unsere Untersuchungen bestätigen damit die von FÜCHTBAUER (1964: 203) publizierten Resultate. Allerdings ist der statistische Streubereich unserer subalpinen Flysch-Proben sehr gross (bei 99prozentiger Sicherheit: $\pm$ 13%). Trotzdem überschneidet er den Streubereich der unterstampischen Serien nicht. Dies aber ist der wesentliche Punkt, da der subalpine Flysch makroskopisch nur von den unterstampischen Mergelkomplexen nicht unterschieden werden kann.

Noch höher steigt das Calcit-Dolomit-Verhältnis in den wenigen dem Valanginien der Randkette entnommenen Proben (44). Der geringen Probenzahl wegen ist dieser Wert – statistisch betrachtet – nicht repräsentativ.

5. LEICHTMINERALANALYSE

Hundert Körner der mittels Bromoform von den Schwermineralen getrennten Leichtminerale wurden in der Fraktion 0,10–0,15 mm ausgezählt. Es wurde unterschieden zwischen dunkel auslöschendem Quarz, undulös auslöschendem Quarz, Gesteinsbruchstücken inkl. Hornsteinkörnern (Chert) und Feldspäten. Glimmer und Chlorite wurden für sich gezählt, da sie je nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung in die Schwermineral- oder in die Leichtmineralfraktion fallen. Nicht berücksichtigt wurde der Glaukonit, da er bei der Probenaufbereitung erwiesenermassen teilweise zerstört wird. Die Resultate sind in der Figur 12 (S. 288, 4. Horizontalreihe) für den Steinibach, in Figur 14 (S. 289, untere Horizontalreihen) für die übrigen Profile zusammengestellt. Figur 15 fasst die Resultate der einzelnen lithostratigraphischen Komplexe in der Dreiecksprojektion zusammen.

In dieser Quarz-Feldspat-Gesteinsbruchstück-Dreiecksdarstellung fallen die Existenzfelder aller Serien der subalpinen Molasse inkl. subalpiner Flysch praktisch zusammen. Nuancierte Unterschiede gestatten dennoch einige interessante Beobachtungen:

1. Auffallend ist der unterschiedliche Feldspatgehalt der beiden Nagelfluhzüge Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (vgl. Fig. 15, a und b). Hier widerspiegelt sich direkt die oben festgestellte Verteilung der Kristallingerölle (siehe Geröllanalyse, S. 280): Das Existenzfeld der Leichtminerale der kristallinärmeren Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh konzentriert sich gegenüber dem der Beichlen-Farneren-Nagelfluh stark in der Quarzecke. Die kristallinreichere Geröllzusammensetzung der Beichlen-Farneren-Nagelfluh bewirkt die Dehnung des Feldes nach der Feldspatecke.

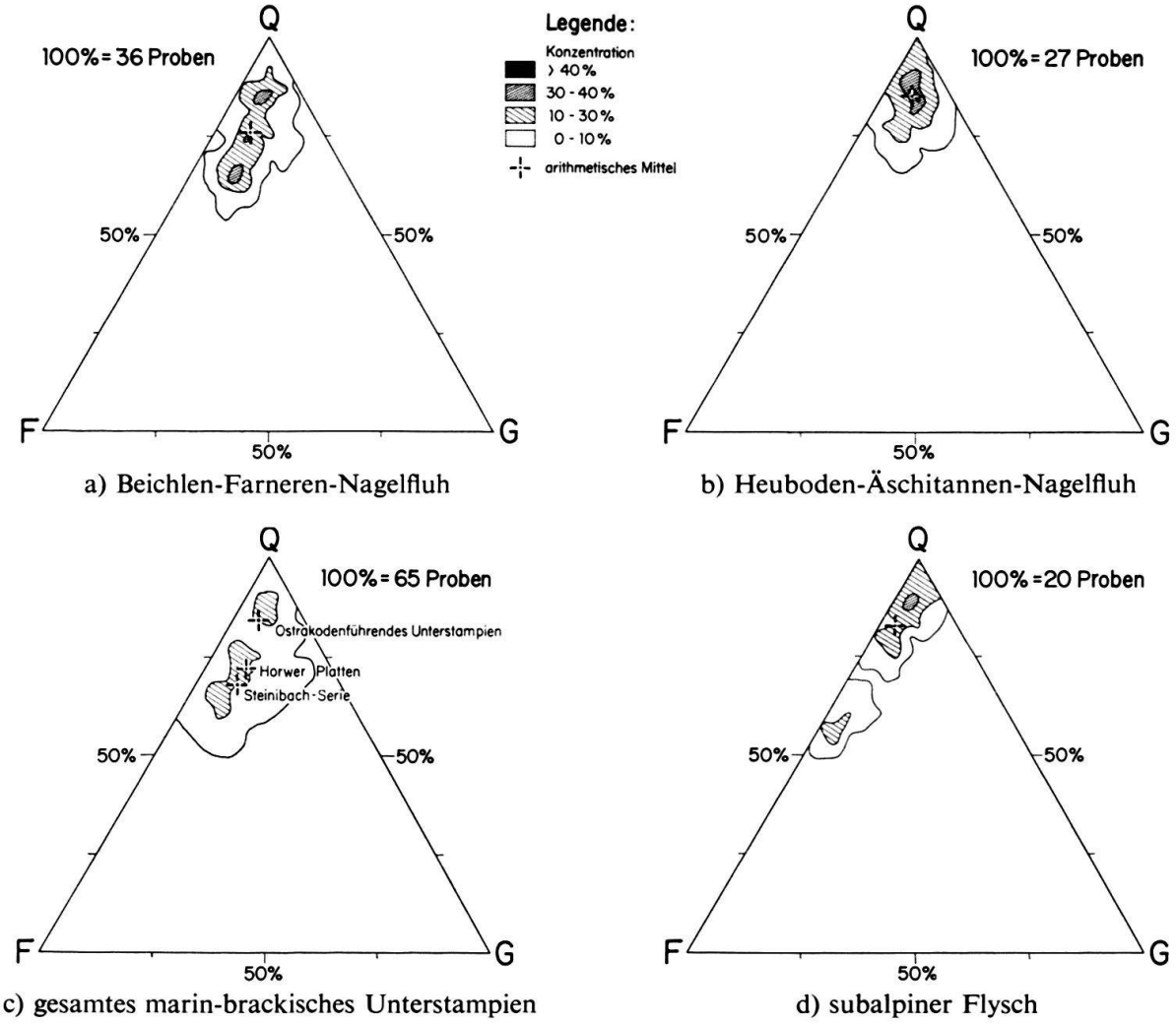


Fig. 15 Die Leichtminerale der inneren Zone der subalpinen Molasse in Dreiecksprojektion
Q = Quarz; F = Feldspat; G = Gesteinsbruchstücke (inkl. Chert)

2. Ein bis ins Detail den Sandsteinen der Beichlen-Farneren-Nagelfluh ähnliches Bild zeigt die Leichtmineralzusammensetzung der marin-brackischen Ablagerungen des Unterstampiens. Den hohen Feldspatgehalt verdanken sie ausschliesslich den tiefsten Einheiten, d. h. der Steinibach-Serie (vgl. Fig. 15, c). Einen Hinweis auf die Frage nach dem hohen Feldspatgehalt der Steinibach-Serie mag uns die Tatsache geben, dass in ihrem Liegenden – am Spirberg – vulkanitischer Detritus mit dem Auftreten der «Micropoudingues à porphyrites arborescentes» nachgewiesen ist. Obschon diese vulkanischen Komponenten in der Steinibach-Serie fehlen, dürfte der hohe Feldspatanteil mit der ausklingenden Zufuhr von vulkanitischem Detritus im Zusammenhang stehen. Ferner liegt nahe, die Feldspatarmut des ostrakodenführenden, oberen Teils des marin-brackischen Unterstampiens (vgl. Fig. 15, c) mit dem völligen Ausbleiben des vulkanischen Materials zu erklären[18]). Die erneute Zunahme des Feldspats in den Horwer Platten aber

[18]) Indessen müssen wir berücksichtigen, dass in diesem Komplex die untersuchten Gesteine gezwungermassen vorwiegend aus Mergeln und nicht aus Sandsteinen bestehen.

(vgl. Fig. 15, c) würde bereits das neue Regime der Nagelfluhablagerungen mit der Feldspatlieferung aus alten Kristallinkomplexen vorwegnehmen.

3. Die Leichtmineralverteilung des subalpinen Flysches ist sehr heterogen (vgl. Fig. 15, d). Neben einer starken Konzentration in der Quarzecke finden wir eine Anreicherung gegen die Mitte der Quarzfeldspatlinie. Vielleicht zeichnet sich in den wenigen Proben schon die von FURRER (1949: 149) postulierte Aufspaltung des subalpinen Flysches in Schuppen verschiedener Herkunft ab (vgl. auch Fig. 12, S. 286, 4. Horizontalreihe).

Die Aufteilung innerhalb des Quarzes in undulös und dunkel auslöschende Körner kommt in Figur 15 nicht zum Ausdruck. Dagegen ist dies aus Figur 14 (S. 289) ersichtlich. Hier ist der dunkel auslöschende Quarz stark vertikal schraffiert, der undulös auslöschende nur schwach. Ob der hohe Anteil an dunkel auslöschendem Quarz in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (Fig. 14, Profil 2) signifikant ist, wird sich bei der statistischen Auswertung (vgl. S. 299) erweisen.

6. SCHWERMINERALANALYSE

Von der zur Schonung des Apatits in 10prozentiger Essigsäure entkarbonatisierten Probe wurde die Schwermineralfraktion 0,06–0,4 mm in Bromoform (d = 2,88) abgetrennt und in Aroclor Nr. 4465 (n = 1,66) eingebettet (vgl. auch FÜCHTBAUER, 1954; HOFMANN, 1957; MATTER, 1964). Es wurden hundert Körner gezählt, wobei der Granat seiner Häufigkeit wegen gesondert ausgeschieden und auf die Summe der nicht opaken Schwerminerale umgerechnet wurde. Da wir an anderer Stelle (GASSER, 1966: 741) das Auftreten der einzelnen Schwerminerale für die ganze subalpine Molasse (inkl. subalpiner Flysch) des Entlebuchs eingehender besprochen haben, beschränken wir uns hier auf eine Aufzählung der gefundenen Schwerminerale in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit. In der Folge werden wir dann versuchen, die charakteristischen Merkmale der Schwermineralassoziation der innern Zone der subalpinen Molasse aufzuzeigen. Die streng quantitative Auswertung der Resultate erfolgt im nächsten Kapitel (S. 295), im Rahmen der statistischen Untersuchungen.

Die gefundenen Schwerminerale:

In den Gesteinen der inneren Zone der subalpinen Molasse sowie im subalpinen Flysch und in einigen Proben aus dem Valanginien der Randkette wurden folgende Schwerminerale festgestellt:

Granatgruppe (farblos bis rosa, selten orange)
Apatit

Spinellgruppe
Turmalin
Zirkon
Rutil
Anatas
Baryt (sporadisch sehr häufig)

Staurolith
Epidot (Klinozoizit-Pistazit)
Monazit
Chloritoid
Hornblende
Titanit
Zoisit
Brookit
Zinkblende

Die Reihenfolge der Häufigkeit bezieht sich auf die Gesamtheit der untersuchten Proben; wie Figur 12 (S. 286) und Figur 16 zeigen, weisen aber einige Komplexe völlig andersartige Häufigkeitsverteilung auf.

Resultate der Schwermineralanalyse:

Die Resultate der Schwermineralanalyse sind in Figur 12 (S. 286) 4. Horizontalreihe für das Steinibach-Profil und in Figur 16 für die übrigen Profile dargestellt. Tabelle 10 (S. 308) liefert die numerischen Einzelwerte.

Die gesamten Ablagerungen der inneren Zone der subalpinen Molasse unseres Gebietes enthalten eine prinzipiell analoge Schwermineralvergesellschaftung, die grob als Granat-Apatit-Kombination umschrieben werden kann. Vergleiche mit der Literatur (HABICHT, 1945a: 133; VERNET, 1964: 25; FÜCHTBAUER, 1964: 229) sowie eigene Untersuchungen an Testproben aus dem Gebiet des Thunersees (Dissertationsgebiet F. SCHERER, 1966), aus der Westschweiz (Vaulruz-Sandstein) und der Ostschweiz (Horwer Platten der Speerzone) zeigten, dass der Schwermineralassoziation der inneren Zone unseres Gebietes nicht nur lokale, sondern regionale Bedeutung zukommt. Inwiefern die Schwermineralassoziation stratigraphischen Aussagewert besitzt, wagen wir einstweilen noch nicht zu entscheiden. Jedenfalls scheinen die schüttungsbedingten Änderungen des Schwermineralspektrums in den stampischen Ablagerungen nur von sekundärem Charakter.

Spinellgehalt:

Die Granat-Apatit-Kombination der inneren Zone wird zeitweise stark modifiziert durch das Auftreten von Spinell. Dieses tief rotbraune, seltener olivbraune Mineral mit einer Lichtbrechung von 1,79 bis 1,95 (vereinzelt auch darüber) kann schlechthin als Leitmineral der stampischen Ablagerungen der inneren Zone bezeichnet werden. Allerdings tritt es bereits in gewissen Gesteinen des subalpinen Flysches auf und wird in der unteren Granitischen Molasse vereinzelt gefunden. Mit seiner Anreicherung in den fluvioterrestrischen Stampienkomplexen auf max. 85% des Schwermineralgehaltes (vgl. Fig. 16) erreicht der Spinell Werte, wie sie sonst in der gesamten jüngeren Molasse nirgends auftreten.

Wie Figur 12 (S. 286) 2. Horizontalreihe zeigt, ist ein geringer Spinellgehalt auch im nördlichen Teil des subalpinen Flysches vorhanden. Überhaupt ist in diesem Abschnitt das Schwermineralspektrum – mit Ausnahme des geringeren Granatgehaltes – demjenigen der subalpinen Molasse noch sehr ähnlich. Erst innerhalb des subalpinen Flysches findet plötzlich ein einschneidender Wechsel in der Schwermineralzusammensetzung zu einer Zirkon-Turmalin-Kombination statt (vgl. Fig. 12, 2. Horizontalreihe). Wir können uns diese Erscheinungen am einfachsten so erklären, dass am Aufbau des subalpinen Flysches etliche Großschuppen verschiedener Provenienz (vgl. FURRER, 1949: 149) beteiligt sind. Diejenigen Gesteine mit einem der unterstampischen Molasse analogen Schwermineralspektrum dürften wahrscheinlich aus dem nordhelvetischen Ablagerungsraum stammen, wo der geringe Spinellgehalt die beginnende Erosion des präalpinen Deckenkörpers anzeigen würde.

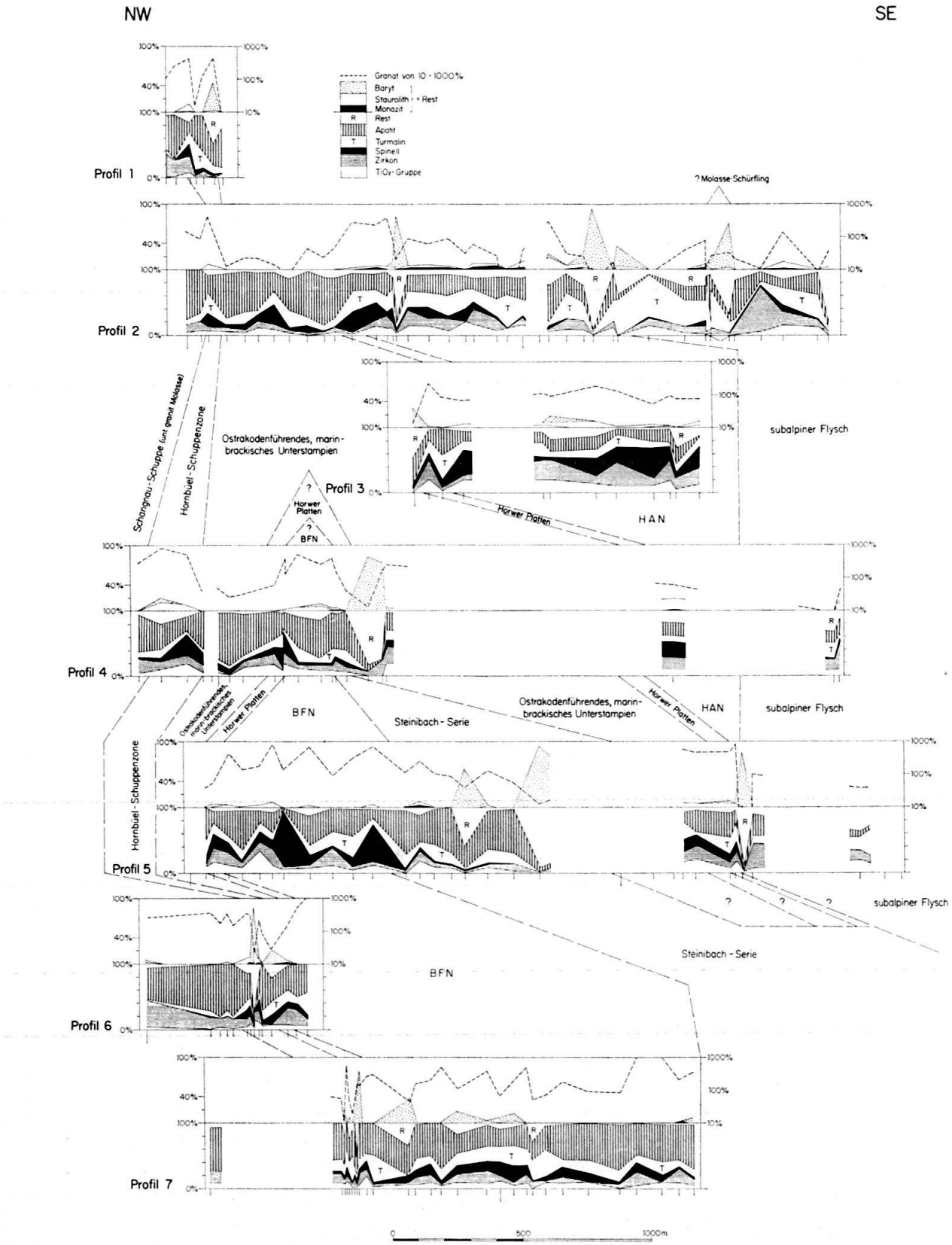


Fig. 16 Resultate der Schwermineralanalyse aus der inneren Zone der subalpinen Molasse, dargestellt in den auf Fig. 13 ausgeschiedenen Profiltrassen
BFN = Beichlen-Farneren-Nagelfluh; HAN = Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh
R = Rest umfassend Monazit, Staurolith, Baryt und übrige, wurde umgeklappt und in den oberen Horizontalreihen detailliert ausgeschieden

Herkunft der Schwerminerale:

An anderer Stelle (GASSER, 1966: 754) wiesen wir auf die grosse Schwierigkeit der Beheimatung der Schwerminerale hin. Die Herkunft von zwei Schwermineralen dürfte in unserem Fall dank der Geröllluntersuchungen und der Testanalysen von Flyschkomplexen im Rückland (vgl. S. 272) eindeutig sein:

1. Der Granat stammt aus den granatführenden Gneisgeröllen unbekannter Herkunft (vgl. Geröllanalyse, S. 278). Der hohe Granatgehalt des feindetritischen Sediments gegenüber dem geringen Gehalt an Gneisgeröllen zeigt, dass diese auf ihrem Transport schon grösstenteils zerfallen sind. Zu Grus verwitterte Gneisgerölle sind in der Nagelfluh häufig und beweisen deren geringe Widerstandsfähigkeit.
2. Der Spinell liegt zweifellos auf mindestens ternärer Lagerstätte und entstammt dem Abrieb der Flyschgerölle aus den präalpinen Decken (vgl. Fussnote 12, S. 272).

Die übrigen Schwerminerale, wovon die wichtigen alle der umlagerungsresistenten Gruppe angehören (vgl. VON MOOS, 1937; PETTIJOHN, 1957: 506), dürften grösstenteils auch aus dem Abrieb der Flyschgerölle hergeleitet werden. Einzig der sporadisch bis gegen 100% des Schwermineralgehaltes einnehmende Baryt ist teilweise authigen, da nämlich gewisse Körner idiomorphe Ausbildung nach (110) mit Wachstumsstreifung aufweisen.

7. STATISTISCHE AUSWERTUNG DER SEDIMENTPETROGRAPHISCHEN RESULTATE MIT HILFE DER DISKRIMINANZANALYSE

Allgemeines

Bei der Auswertung der Karbonatbestimmungen war es ohne weiteres möglich, von den einzelnen Komplexen Mittelwerte zu bilden und die mit Hilfe des Student-t-Tests berechneten Vertrauensgrenzen miteinander zu vergleichen (siehe S. 287). Es handelt sich hier nämlich um Masszahlen, d.h. um einzelne Messwerte, die untereinander differieren und auch vom gesuchten Populationsmittel abweichen. Voraussetzung für die Anwendung des Tests sind in diesem Falle allein ungefähr normal verteilte Populationen. Komplexer wird die Problemstellung, wenn mehrere voneinander abhängige Merkmale zugleich ändern. Dies trifft für die Schwer- und Leichtmineralanalysen zu, wo ja die Kornzahlanteile der verschiedenen Mineralarten an hundert ausgezählten Körnern bestimmt werden. Hier ist der Student-t-Test an einem willkürlich herausgegriffenen Merkmal nicht mehr zulässig; denn dieses Merkmal ist abhängig vom Einfluss der andern. Zur Diskriminierung, d.h. zur Unterscheidung zweier Gruppen (z.B. Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh) muss demnach ein statistisches Verfahren angewendet werden, das diese gegenseitige Abhängigkeit berücksichtigt und mit einbezieht.

Dr. Riedwyl vom Institut für Versicherungslehre und mathematische Statistik der Universität Bern machte uns darauf aufmerksam, dass die Diskriminanzanalyse (vgl. auch SAHU, 1964) der geeignete statistische Test ist, um unsere sedimentpetrographischen Daten zu verarbeiten. Es können bis 45 Eigenschaften einer Probe

berücksichtigt werden. Wir konnten somit sämtliche Werte aus Karbonatbestimmungen, Leicht- und Schwermineralanalysen inkl. Schwermineral-Gewichtsanteile einer untersuchten Probe für die Statistik verwenden.

Ohne hier auf Einzelheiten eingehen zu wollen – dem Theoretischen und Methodischen soll später eine eigene Publikation gewidmet werden – sei erwähnt, dass uns die Diskriminanzanalyse prinzipiell die drei folgenden Informationen liefert:

1. kann ermittelt werden, auf Grund welcher Merkmale eine optimale Trennung von zwei Populationen (z. B. Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh) möglich ist.
2. wird angegeben, wie gross die Trennwahrscheinlichkeit ist.
3. wird ein Entscheidungskriterium festgelegt, das die Zugehörigkeit einer neuen Probe zur einen oder andern Gruppe bestimmt.

Die Berechnungen wurden mit Hilfe eines Computerprogramms für Regression und Korrelation am Rechenzentrum der Universität Bern durchgeführt[19]).

Resultate der Diskriminanzanalyse:

In erster Linie interessierten uns zwei Fragen:

1. Die Beziehungen der beiden Nagelfluhabfolgen Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh.
2. Die Möglichkeit einer Trennung der im Felde nicht unterscheidbaren Mergelkomplexe des subalpinen Flysches und der Steinibach-Serie.

Ferner wollten wir wissen, ob sich die im Felde unterschiedenen lithostratigraphischen Einheiten auch durch ihre sedimentpetrographischen Eigenschaften voneinander abheben.

In Figur 17 sind sämtliche aus der Diskriminanzanalyse erhaltenen Resultate zusammengefasst. In den Kasten auf den Grenzlinien der Schichtkomplexe sind die mittleren Trennwahrscheinlichkeiten mit den zugehörigen 5%-Vertrauensbereichen angegeben, in den Kasten innerhalb der Schichtkomplexe die Mittelwerte derjenigen Minerale (resp. Gerölle), die am meisten zur Trennung der Komplexe beitragen. Die Resultate sollen im folgenden in stratigraphisch richtiger Reihenfolge von unten nach oben kurz besprochen werden.

Trennung des subalpinen Flysches von der Steinibach-Serie

Mit seinen Durchschnittswerten von 48,0% im subalpinen Flysch und 19,1% in der Steinibach-Serie liefert der Calcitgehalt – wie wir schon bei den Karbonatbestimmungen (vgl. S. 286) feststellten – am meisten Information zur Trennung der beiden Komplexe. Als zweitwichtigster Trennungsfaktor ist der Apatit zu nennen, der als typisches Mineral der subalpinen Molasse in der Steinibach-Serie starke Vormacht hat. Weiter haben zur Trennung beigetragen: der höhere Schwermineral-Gewichtsanteil im subalpinen Flysch sowie das Vorherrschen an Granat, Glimmer, Gesteinsbruchstücken und Feldspat in der Steinibach-Serie. Die Wichtigkeit von

---

[19]) Herrn PD Dr. H. Riedwyl sei für seine bereitwillige Einführung in die Methodik der Diskriminanzanalyse nochmals bestens gedankt.

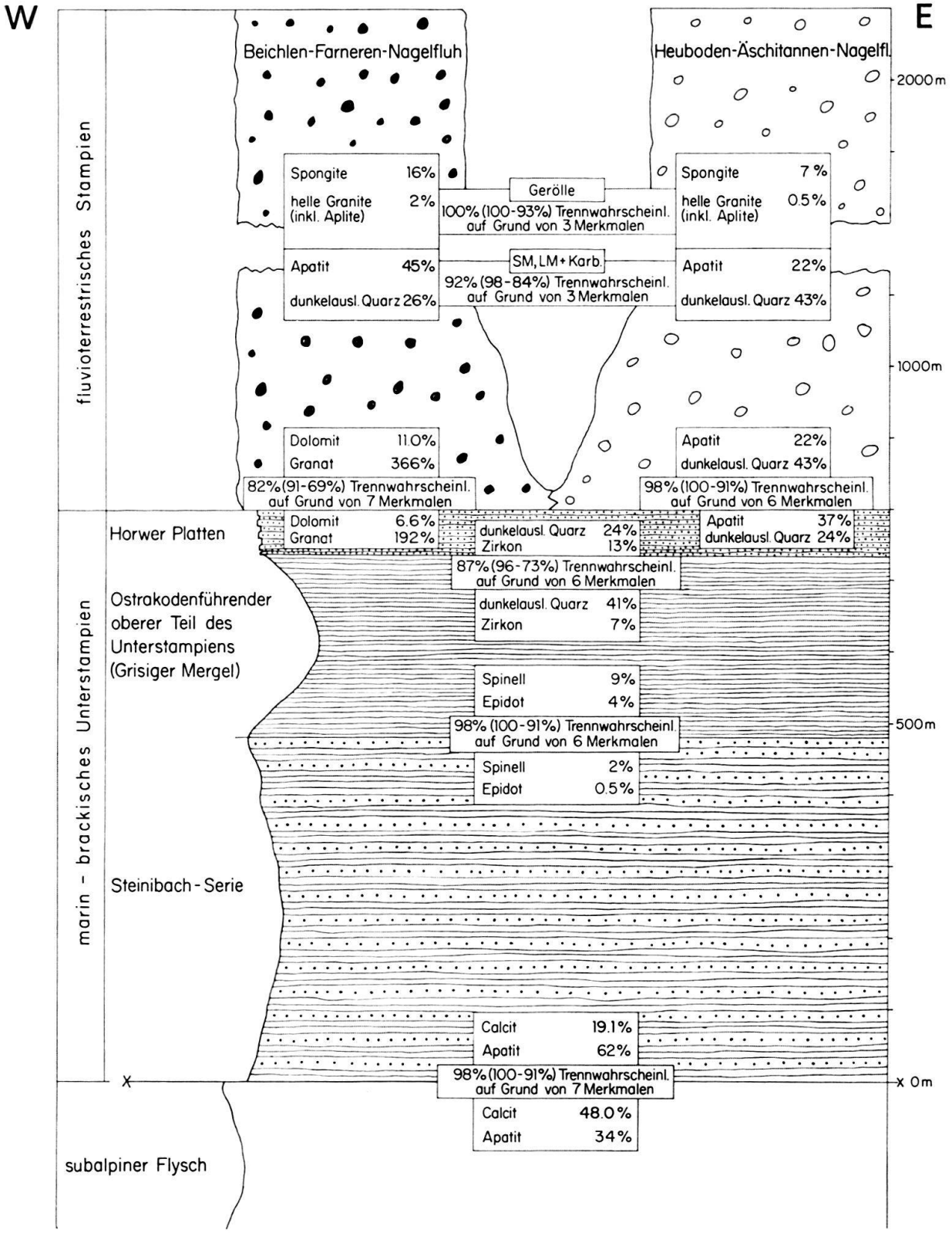


Fig. 17 Unterscheidungsmöglichkeiten der lithostratigraphischen Einheiten anhand sedimentpetrographischer Kriterien: Resultate der Diskriminanzanalyse
In den Kasten auf den Schichtgrenzen = Trennwahrscheinlichkeit mit den zugehörigen 5%-Vertrauensbereichen
In den Kasten innerhalb der Schichten = Mittelwerte der zur Trennung wichtigsten Minerale resp. Gerölle
Die Lithologie ist sehr stark schematisiert

Granat und Glimmer zur Charakterisierung der subalpinen Molasse im allgemeinen haben wir schon weiter oben (S. 272) betont, ebenso den Feldspatreichtum der Steinibach-Serie (S. 291).

Anhand der eben aufgezählten sieben Komponenten Calcit, Apatit, Schwermineral-Gewichtsanteil, Granat, Glimmer, Gesteinsbruchstücke und Feldspat ist eine Trennung der beiden Komplexe mit im Mittel 98 % Sicherheit gewährleistet.

Als zusätzliches Unterscheidungsmerkmal, das allerdings statistisch nicht verwertet wurde, kann der Glaukonitgehalt gelten: In den Dünnschliffen des marin-brackischen Unterstampiens ist dieser nur vereinzelt (bis 20 Körner pro Schliff) vorhanden, in den Schliffen aus dem subalpinen Flysch dagegen wurden immer weit über 100 Glaukonitkörner gezählt. Eindeutige Unterscheidungskriterien liefert natürlich auch die Mikrofauna, nur ist eine solche in den von uns untersuchten Proben des Grenzbereichs sehr selten gefunden worden. Erst die grobkörnigen Sandsteine des subalpinen Flysches geben sich durch ihre eingeschwemmten, neritischen, eozänen Mikrofossilien schon im Felde zu erkennen.

Trennung der Steinibach-Serie vom ostrakodenführenden, oberen Teil des marin-brackischen Unterstampiens

Die mittlere Trennwahrscheinlichkeit der marinen Steinibach-Serie vom brackischen, ostrakodenführenden, oberen Teil des Unterstampiens beträgt 98 % und beruht auf sechs Merkmalen. Hätte man den Dolomit berücksichtigt, wäre sie noch besser gewesen. Da die Dolomitbestimmungen in mergelreichen Proben aber mit erheblichen Fehlern belastet sein können (vgl. GASSER, 1966: 759), wurde der Dolomitgehalt nicht einbezogen.

Die zur Trennung wichtigsten Minerale sind Spinell und Epidot. Der in der Steinibach-Serie wohl immer beobachtete, aber nur in ganz geringen Mengen auftretende Spinell (im Durchschnitt 2 %) erlangt im brackischen Teil des Unterstampiens langsam Bedeutung (im Durchschnitt 9 %). In den fluvioterrestrischen Abfolgen wird er dann Maximalwerte von 85 % erreichen (vgl. S. 293). Die Zunahme des Epidotgehaltes, der jedoch im gesamten Stampien des Entlebuchs nur akkzessorisch auftritt, weist auf eine allmähliche Änderung der Verhältnisse im Liefergebiet hin: neben den Sedimenten der präalpinen Decken scheint nun im Rückland auch schon epidotführendes Kristallin abgetragen zu werden. Die geringen Unterschiede der übrigen vier zur Trennung beitragenden Komponenten (Gesteinsbruchstücke, Schwermineral-Gewichtsanteil, dunkel auslöschender Quarz und Baryt) können wohl nur zum Teil als Hinweise für Änderungen im Liefergebiet gedeutet werden. Der Wechsel im Schwermineral-Gewichtsanteil und Barytgehalt zeigen eher den Einfluss infolge Änderung des Regimes – von marin zu brakisch – an. So ist der erhöhte Barytgehalt im brackischen Milieu (10 % gegenüber 3 % in der Steinibach-Serie) eindeutig auf erhöhte authigene Produktion zurückzuführen.

Trennung des ostrakodenführenden, oberen Teils des marin-brackischen Unterstampiens von den Horwer Platten

Wesentlich schlechter ist die Unterscheidungsmöglichkeit innerhalb des oberen marin-brackischen Unterstampiens (vgl. Fig. 17), wo im Mittel nicht einmal mehr 90 %

Trennwahrscheinlichkeit vorliegt. Demnach darf auch auf die Unterschiede in den Mineralgehalten nicht allzu viel Gewicht gelegt werden. Mit der Abnahme des dunkel auslöschenden Quarzes – des wichtigsten Trennungsmerkmales – zeichnet sich allerdings schon hier eine Entwicklung ab, die in den hangenden fluvioterrestrischen Ablagerungen gewisse Rückschlüsse auf das Liefergebiet zulässt (siehe unten).

Trennung der Horwer Platten vom fluvioterrestrischen Stampien

Mit rund 80% Trennwahrscheinlichkeit heben sich die Horwer Platten sehr schlecht von der hangenden Beichlen-Farneren-Nagelfluh ab, wogegen die Unterscheidungsmöglichkeit mit der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh im Mittel 98% beträgt. Mit andern Worten bestehen in der Materialzusammensetzung der Horwer Platten und der Sandsteine der Beichlen-Farneren-Nagelfluh keine wesentlichen Unterschiede. Die Zunahme des Dolomitgehaltes in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh ist dem vermehrten Auftreten von Dolomitarenitkörnern (vgl. S. 260) zuzuschreiben, der erhöhte Granatgehalt dem Einfluss der verwitterten Granatgneis-Gerölle als Komponenten der Beichlen-Farneren-Nagelfluh.

Dagegen trennt sich die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh-Abfolge mit niedrigem Apatitgehalt und hohem Anteil an dunkel auslöschendem Quarz stark von den Horwer Platten ab. Dies sind übrigens dieselben Hauptmerkmale, welche die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh von der Beichlen-Farneren-Nagelfluh unterscheiden, was nochmals die enge Zusammengehörigkeit der Sandsteine der Beichlen-Farneren-Nagelfluh und der Horwer Platten betont. Diese Zusammengehörigkeit lässt auf ein gemeinsames Liefergebiet schliessen; also erfolgte zur Zeit der Horwer Platten-Sedimentation die Materialzufuhr schon aus denselben Quellen, welche später den Beichlen-Farneren-Schuttfächer aufbauten, während das Einzugsgebiet des späteren Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh-Schuttfächers im marin-brackischen Unterstampien wahrscheinlich noch nicht aktiv war.

Da nicht nur die Horwer Platten im Liegenden der Beichlen-Farneren-Nagelfluh, sondern auch diejenigen weiter im E im Liegenden der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh mit dem Mineralbestand der Beichlen-Farneren-Nagelfluh-Abfolge übereinstimmen (vgl. Tafel I), könnte daraus vielleicht auf einen W-E-Transport des Sandmaterials bei der Ablagerung der Horwer Platten geschlossen werden. Diese Aussage müsste allerdings durch einen Vergleichstest innerhalb der Horwer Platten gestützt werden. Hiezu fehlte uns ausreichendes Probematerial.

Trennung der Beichlen-Farneren-Nagelfluh von der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh

Auf S. 285 wurden die guten Unterscheidungsmöglichkeiten anhand der Geröllspektren schon besprochen. Vom Mineralbestand der Sandsteine her ist die Trennung mit dem Mittel 92% bedeutend schlechter. Es ist der niedrige Apatitgehalt und der stark erhöhte Anteil an dunkel auslöschendem Quarz in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh, der eine optimale Trennung bewirkt. Der dunkel auslöschende Quarz, der auch im marin-brackischen, ostrakodenführenden Teil des Unterstampiens

wichtig war (vgl. Fig. 17), weist auf den Abtrag tektonisch kaum beanspruchter Gesteine hin. Dagegen spricht der geringe Gehalt an dunkel auslöschendem Quarz resp. der damit eng korrelierte hohe Anteil an undulös auslöschendem Quarz – wie wir ihn in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh finden – für ein tektonisch aktiveres Liefergebiet (vgl. auch folgendes Kapitel S. 302). Im geringen Apatitgehalt der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh sowie dem erhöhten Staurolithanteil – dem dritten Trennungsmerkmal – dürften sich die apatitarmen, staurolithführenden Schwermineralspektren der ultrahelvetischen Flyschgerölle widerspiegeln (vgl. Fig. 9, S. 270).

IV. PALÄOGEOGRAPHIE

Wenn wir im folgenden versuchen, unsere Resultate in einen grossen paläogeographischen Rahmen zu stellen, sind wir uns bewusst, dass dies – namentlich für das marin-brackische Unterstampien – nur in Form einer Hypothese geschehen kann. Eine wesentliche Grundlage dieser Hypothese ist unsere durch Geländebegehungen gewonnene Meinung, dass man die marine bis brackische oligozäne Abfolge des Spirbergs inkl. des Steinibachs mit HOLLIGER (1953: 85) als kontinuierliche Schichtserie betrachten muss. Damit aber implizieren wir einen graduellen Übergang von der Flyschsedimentation in die Molassesedimentation (vgl. Primäre Sedimentstrukturen S. 258). SCHERER (1966) gelangt für das südwestlich benachbarte Gebiet von Gunten-Eriz zu einer prinzipiell anderen Deutung, obschon erwiesenermassen dieselben Gesteinskomplexe am Bau jener subalpinen Zone beteiligt sind. Auch im Arbeitsgebiet von SCHERER kann man die einzelnen lithologischen Einheiten, die der Abfolge am Spirberg, der Steinibach-Serie und dem ostrakodenführenden, marin-brackischen Unterstampien entsprechen, nachweisen; dort aber sind sie sicher miteinander verschuppt. Deshalb findet SCHERER keinen Grund, die genannten Komplexe als eine ursprünglich normal übereinander liegende Abfolge zu betrachten. Er tendiert im Gegenteil dazu, die älteren sicher vollmarinen Schichten mit den «Micropoudingues à Prophyrites arborescentes» von den jüngeren, ostrakodenführenden, marin-brackischen Komplexen zu trennen. Hiermit lehnt er sich an die von RUTSCH (1962: 21) vertretene Auffassung an, wonach zwischen Flysch- und Molassesedimentation tektonische Bewegungsvorgänge anzunehmen sind, die einen Hiatus in der Sedimentation zwischen Flysch und Molasse bedingen würden.

Wir glauben, dass zur Klärung dieser Fragen dem Spirberg-Profil eine Schlüsselstellung zukommt, da gerade die tiefsten von uns sedimentologisch nicht näher untersuchten Teile im Liegenden der Steinibach-Serie nach HOLLIGERS Beschreibung (1953: 85) einen solchen Übergang darstellen können. Wie schon oben bemerkt (vgl. S. 250), drängt sich deshalb eine sedimentpetrographische und mikropaläontologische Neubearbeitung der tiefsten Spirberg-Abfolge auf.

Auf etwas weniger hypothetischen Boden begeben wir uns bei der Interpretation des fluvioterrestrischen Stampiens, erhielten wir doch aus den sedimentologischen Untersuchungen einige beweiskräftige Informationen.

Wenden wir uns vorerst den liegenden marinen bis marin-brackischen Ablagerungen zu:

1. MARIN-BRACKISCHES UNTERSTAMPIEN (EVENTUELL INKL. OBERES LATTORFIEN)

An der Zeitwende Lattorfien-Unterstampien hat der nordhelvetische Flyschtrog auf seiner Wanderung nach dem N-Vorland den Abschnitt erreicht, wo sich in der Folge – als Ausgleich zu den paroxismalen Gebirgsbildungsphasen – der Vorlandstrog («Exogeosynklinale» nach TRÜMPY, 1960: 880) mit den Molassesedimenten bilden wird. Noch haben diese Hauptphasen nicht eingesetzt. Die Flyschsedimentation mit ihren typischen Sedimentationserscheinungen (gradierte Schichtung, Feinschichtung, Kolk- und Strömungsmarken, Schleifmarken, Belastungsmarken und Fliesswülste), die auf Ablagerung durch Turbidite hinweisen, dauert an. In der Westschweiz kommt es zur Ablagerung der Grès du Val d'Illiez (= Grès de Taveyannaz du Val d'Illiez) (VUAGNAT, 1952: 3, 20, 94), in der Zentralschweiz zur Ablagerung des unteren Altdorfersandsteins (BRÜCKNER, 1946: 66; STYGER, 1961: 13). In unserem Gebiet gelangt die unterste Abfolge des Spirbergs zum Absatz. Die Einlagerungen von «Micropoudingues à porphyrites arborescentes» sind den aufgeführten Komplexen allen gemeinsam. Sie sind nach VUAGNAT (1952: 91) subvulkanische Erosionsprodukte aus dem südlichen Rückland. Im ?Unterstampien kommt es im Abschnitt des Spirberges zu einer ersten grobdetritischen Schüttung. Es ist dies die erste Deltabildung der Ur-Aare (STAUB, 1934: 65), die im späteren Oligozän das Beichlen-Farneren-Delta und im Miozän das Napfdelta schütten wird. Das Relief im Rückland ist aber zur Zeit der Spirberg-Schüttung noch nicht sehr akzentuiert: Geröllschüttungen sind selten (Flühlinagelfluh) und das Material ist vorwiegend sandig. Die Spinellführung der Steinibach-Serie zeigt, dass im Rückland schon Material der präalpinen Decken zum Abtrag kommt (vgl. Fussnote 12). Auch subalpiner Obereozänflysch wird erodiert, wie aus den Tongallen in der Flühlinagelfluh (vgl. S. 260) zu schliessen ist. Parallel mit der detritischen Schüttung des Spirbergs geht eine allgemeine Verflachung des unterstampischen Randtroges. Eigenartigerweise spielen aber auch in diesen Sedimenten, die vom vollmarinen Milieu allmählich in ein brackisches hinüberwechseln, die für den Flysch typischen Bildungen eine noch deutlich nachweisbare, immerhin aber abklingende Rolle. In den Deutenhausener-Schichten (MUHEIM, 1934: 186; RICHTER, 1940: 3; FÜCHTBAUER, 1964: 204) im Vorarlberg, Allgäu und in Südbayern hat unsere Spirberg-Schüttung ein treffendes Äquivalent. Mit der Deutung der primären Sedimentstrukturen dieses Komplexes hat sich KUENEN (1958: 1020) befasst. Die ostrakodenführenden Grisiger Mergel im Hangenden der Spirbergschüttung zeigen an, dass die Verflachung des Rupélien-Meeres stark voranschreitet. Mit den gegen oben immer häufiger werdenden Einlagerungen von Sandsteinen mit deutlichen Dolomitarenitkomponenten – den Horwer Platten – kündigt sich das fluvioterrestrische Regime bereits an. Die Materialzufuhr in den Horwer Platten erfolgte fürs Entlebuch ebenfalls durch den Ur-Aare-Querschnitt. Nach der Ablagerung ins Meer findet eine allgemeine Verfrachtung des Sandmaterials nach E statt.

2. FLUVIOTERRESTRISCHES STAMPIEN

Bevor wir das paläogeographische Bild des fluvioterrestrischen Stampiens entwerfen, müssen wir kurz die Problemstellung für unser Gebiet rekapitulieren. Schon

aus den stratonomischen Daten (S. 256) stellte sich die Frage, ob unsere beiden Nagelfluhzüge (Beichlen-Farneren-Nagelfluh im NW und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh im SE) ein und demselben Schuttfächer oder zwei verschiedenen Schüttungszentren angehören. Aus den sedimentpetrographischen Untersuchungen ging eindeutig hervor, dass es sich um zwei Schuttfächer handelt, die sich in bezug auf Geröllgrösse (S. 266), Geröllarten (S. 285) und – als Folge davon – auch in der Karbonat-, der Leichtmineral- und Schwermineralführung des feindetritischen Anteils unterscheiden. Das Ausstreichen der Beichlen-Farneren-Nagelfluh an der Gstellfluh (vgl. Tafel I) ist nicht tektonisch bedingt, sondern fällt mit dem lateralen Auskeilen des Beichlen-Farneren-Schuttfächers gegen NE zusammen. In dieser randlichen Zone durchmischte sich zeitweise das Material der beiden Schuttfächer (vgl. S. 284).

Kombinieren wir unsere Resultate mit der von STAUB (1934: Tafel IV) entworfenen Karte der primären Alpenoberfläche nach tektonischen Einheiten (vgl. auch VON SALIS, 1967: 80), erhalten wir das in Figur 18 schematisch dargestellte Bild. Nach STAUB ist die weitaus grösste Fläche des Rücklandes von den präalpinen Deckeneinheiten überdeckt, nur im Norden unmittelbar an die Vortiefe grenzend liegt ein schmaler Streifen mit ultrahelvetischen Einheiten frei.

Mit dem paroxismalen Einsetzen der Gebirgsbildung verstärkt sich das Relief des Rücklandes ungemein. Die Ur-Aare mit ihrem Einzugsgebiet aus der Hasli-Maggia-Depression (STAUB, 1934: 64) schüttet den Beichlen-Farneren-Schuttfächer in die perialpine Senke, die als riesige Schwemmebene grösstenteils trocken liegt. Die geringe Geröllgrösse (vgl. S. 266) und die Herkunft der meisten Gerölle aus den präalpinen Decken (spinell- und dolomitreicher Flysch sowie Spongite aus dem Lias der Klippen-Decke, vgl. S. 285) weist auf einen langen Transportweg des geschütteten Materials hin. Ähnlich dürften die Verhältnisse für den von uns nicht untersuchten Rigi-Rossberg-Schuttfächer liegen, dessen Material vorwiegend die Cristallina-Maggia-Reuss (STAUB, 1934: 64) lieferte. Das von SPECK (1953: 8) zitierte Riesengeröll von Vitznau, dessen Herkunft aus den präalpinen Einheiten gesichert scheint, lässt allerdings schliessen, dass die präalpinen Decken im Ur-Reussquerschnitt wesentlich weiter nach N reichten als im Ur-Aarequerschnitt. Zwischen diesen beiden mächtigen, sich tief in das alpine Relief einfressenden Flußsystemen baut sich der Heuboden-Äschitannen-Regenflühli-Schuttfächer auf. Die Grösse der Gerölle (>1 m; vgl. S. 266) und ihre Herkunft vorwiegend aus den ultrahelvetischen Decken (vgl. S. 283) spricht für einen kurzen Transport des Materials. Als Lieferant können wir uns ein kleines wildbachartiges Flußsystem vorstellen, dessen Einzugsgebiet sich mehr oder weniger auf die ultrahelvetische, randliche Zone – d.h. den Steilabfall der Alpenfront in die voralpine Senke – beschränkt (vgl. Fig. 18).

Das eben Dargelegte bildet die paläogeographische Ausgangssituation, wie sie sich vor der Einbeziehung der oligozänen Gesteinsserien in die alpine Tektonik bot[20]).

---

[20]) Ob die stampischen Nagelfluhen der inneren Zone je von der Granitischen Molasse der äusseren Zone überlagert wurden, oder ob frühe tektonische Bewegungen die fluvioterrestrischen Serien unseres Gebietes schon weiterer Überlagerung entzogen haben, lässt sich nicht entscheiden: In der uns zugänglichen, schmalen Stirnpartie der inneren Zone ist das Hangende der stampischen Nagelfluhen nirgends zu finden.

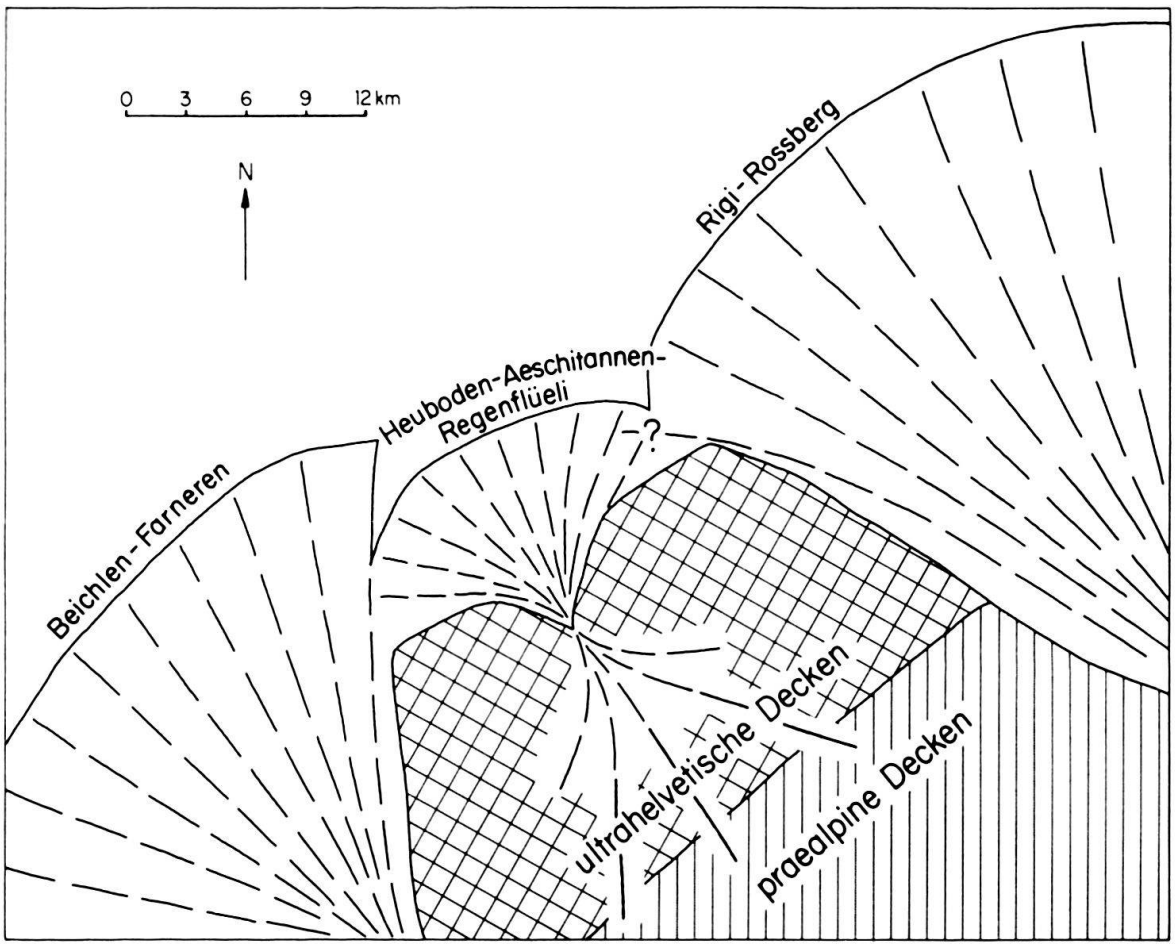


Fig. 18 Paläogeographisches Schema für das fluvioterrestrische Stampien im Gebiet des Entlebuchs

Bevor wir uns in einem letzten Kapitel der Tektonik zuwenden, sei kurz die Frage nach der Entstehung der zyklischen Abfolge Nagelfluh-Sandstein-Mergel berührt. Die allgemeine Ansicht, dass das Einsetzen jeder Nagelfluhbank mit einer Hebung im Rückland gekoppelt ist, bleibt unbefriedigend: wir müssten für die Entstehung unserer 29 gezählten Zyklen allein auf 29 (!) Bewegungsphasen im Rückland schliessen. Die zyklische Gliederung des fluvioterrestrischen Stampiens lässt sich aber auch bei kontinuierlicher Hebung im Rückland erklären. Nach der Idee von Dozent Dr. REINECK, Wilhelmshaven (frdl. mündliche Mitteilung), könnten sich in den Tälern die Geröllmassen akkumulieren, bis durch die fortdauernde Hebung des Alpenkörpers der labile Gleichgewichtszustand überschritten ist, das ganze Tal ausgeräumt und in den Vorlandstrog verfrachtet wird. Nun können die Täler bis zum Wiedererreichen des labilen Gleichgewichtzustandes als Akkumulationsbecken dienen. Als Konsequenz dieser Theorie müssten die grobdetritischen Schüttungen in sehr kurzer Zeit erfolgt sein. In den Mergeln dagegen würden sich die Zeitlinien stark raffen.

V. TEKTONIK

Die Nord- und Südgrenze der gesamten inneren Zone der subalpinen Molasse, die im N wie im S von tektonischer Natur ist, wurde schon zu Beginn dieser Arbeit

ausführlich besprochen (vgl. S. 239). Es bleibt noch übrig, auf die Tektonik innerhalb der inneren Zone einzutreten.

Im Querschnitt der Waldemme gliedert sich die innere Zone in zwei Schuppen auf:

1. Die Beichlen-Farneren-Schuppe im NW
2. Die Hilfern-Schuppe im SE

Wie wir schon eingangs (S. 238) erwähnten, vollzieht sich im Abschnitt Waldemmetal-Entlental ein Wechsel in der Tektonik der innern Zone (vgl. auch RENZ, 1937: 162) von Schuppenbau im SW zu Faltenbau im NE. Die im Kadhausgraben – einem östlichen Nebenbach der Grossen Emme – einsetzende nach SE einfallende Hilfern-Schuppe, die sich in den Waldemme-Querschnitt fortsetzt, bildet sich weiter gegen NE allmählich zu einer Antiklinale zurück. Ebenso verliert die mächtige Beichlen-Schuppe nordöstlich der Waldemme allmählich ihren Charakter, indem sie in eine Synklinale übergeht. Fig. 12 (S. 286) sowie die Profilserie in Figur 19 (S. 305) sollen anhand der für die sedimentologischen Untersuchungen benutzten Profiltrassen den Wechsel im Abschnitt Waldemmetal-Entlental illustrieren. Dieser Wechsel im Bauplan lässt sich leicht erklären, wenn wir uns die im obigen Kapitel skizzierte paläogeographische Situation vergegenwärtigen: Der mächtige Nagelfluhklotz des Beichlen-Farneren-Schuttfächers reagierte in seinem zentralen Teil (Waldemmetal) auf die alpinen Schubkräfte als starre Masse und wurde auf seiner Grisiger Mergel-Unterlage als nach SE einfallende Schuppe auf die äussere Zone der subalpinen Molasse aufgeschoben (vgl. Fig. 19, Profil 7 und FRÖHLICHER, 1933, Tafel I). Wie HOLLIGER (1953, Tafel II) und FRÖHLICHER (1933: 38) feststellen, treten schon in diesem zentralen Teil des Beichlen-Farneren-Schuttfächers im Dach Komplikationen auf, indem die obersten Nagelfluhbänke durch ihr NW-Fallen synklinale Stellung aufweisen. Im Gebiet Waldemmetal-Entlental wird diese synklinale Stellung der Nagelfluh immer ausgeprägter, um an der Gstellfluh eine richtige, ungestörte Synklinale zu bilden (vgl. Fig. 19, Profil 4 und 5). Die von FRÖHLICHER (1933: 38) beschriebene gestörte Synklinale an der Fruttegg (Waldemmetal) kann im Felde bis an die Gstellfluh durchgehend verfolgt werden. MOLLETS (1921, Profiltafel zu spez. Karte 91, Profile 8, 9 und 10) Darstellung einer extremen Fallwinkeldiskordanz zwischen Beichlen-Farneren- und Hilfern-Schuppe lässt sich nicht aufrechterhalten. Aus unseren Geröllzählungen ging eindeutig hervor, dass die südlichsten synklinalstehenden Nagelfluhen schon im Querschnitt von Profil 5 (Fig. 19) die dolomitreichen Basisschichten der Beichlen-Farneren-Serie repräsentieren. Die zunehmende Akzentuierung des Synklinalbaus gegen NE fällt mit der primären Mächtigkeitsabnahme des Beichlen-Farneren-Schuttfächers zusammen. Mag im zentralen Teil des Schuttfächers der muldenförmige Bau mit FRÖHLICHER als Folge der Hilfernaufschiebung gedeutet werden, so wird er in unserem Abschnitt wegen des primären Fehlens einer starren Nagelfluhmasse allmählich zum charakteristischen Bauelement.

Den besten Einblick in den Synklinalbau der Beichlen-Farneren-Zone gewähren uns die Aufschlüsse in der schwer zugänglichen Schlucht der Kleinen Entlen unmittelbar östlich der Gstellfluh. Das Liegende der Beichlen-Farneren-Nagelfluh, die Horwer Platten, bildet hier eine steilstehende in sich stark verfaltete Abfolge, deren SE-Teil sich anhand von primären Sedimentstrukturen (Schrägschichtung, gradierte Schichtung) eindeutig als Südschenkel einer grossen Synklinale zu erkennen gibt (vgl. Fig. 19, Profil 4).

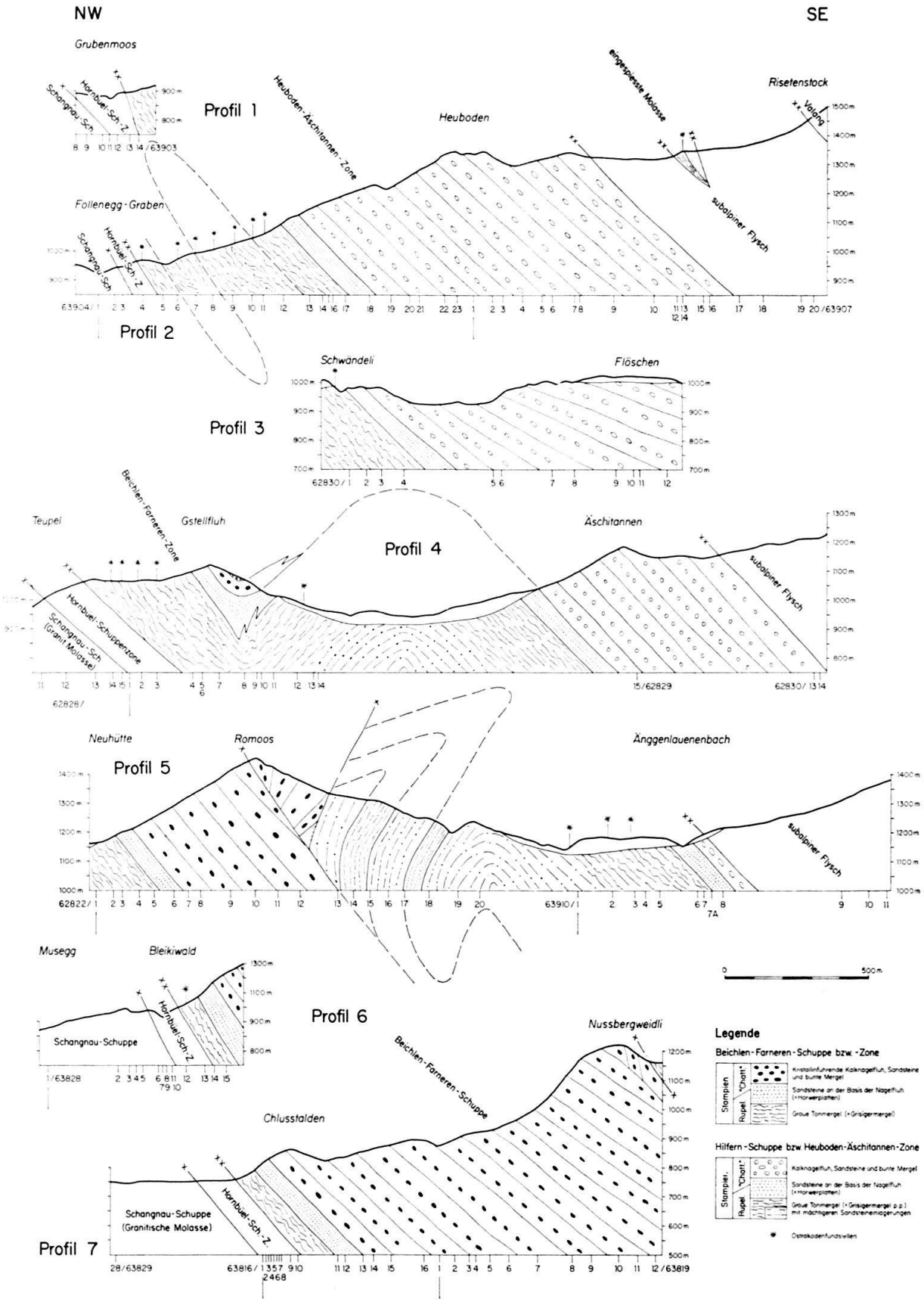


Fig. 19 Tektonik der inneren Zone der subalpinen Molasse im Gebiet des Entlebuchs, dargestellt in den auf Figur 13 ausgeschiedenen Profiltrassen

Ein der Beichlen-Schuppe ganz ähnliches Verhalten zeigt die Hilfern-Schuppe, nur dass sich hier aus dem isoklinalen Schuppenbau im Waldemme-Querschnitt nach NE allmählich ein Antiklinalbau entwickelt. Die kompakte Sandstein-Mergel-Abfolge der Spirberg-Schüttung liegt im Waldemmetal als isoklinal gegen SE einfallendes Schubpaket auf der nordwestlich vorgelagerten Beichlen-Farneren-Schuppe. Die internen tektonischen Verstellungen, die man am Spirberg selbst feststellt, hat HOLLIGER (1953: 85, 1955: 93) eingehend diskutiert. Er führt sie auf unterschiedliches tektonisches Verhalten der starren Sandsteinpartien und der plastischen Mergelpartien zurück. Die Abscherung erfolgte in der basalen, mergelreichen Abfolge des Spirbergs. Diese tiefsten Schichten erscheinen am Kontakt mit der Beichlen-Farneren-Nagelfluh. Auch im Steinibach-Profil (vgl. Fig. 12, S. 286) bildet die Hilfernzone noch eine einheitlich nach SE einfallende Schuppe. Weiter im NE stellen sich alsbald Komplikationen ein, die schon von KAUFMANN (1886: 383), dann von MOLLET (1921: 52) und von FRÖHLICHER (1933: 39) als Antiklinalbau interpretiert wurden. Die Verhältnisse im Büeltibach (vgl. Fig. 19, Profil 5) zeigen, dass kein einfacher Antiklinalbau vorliegt. Anhand von primären Sedimentstrukturen (Kolkmarken, Fliesswülste und gradierte Schichtung) konnte eindeutig verkehrte Lagerung der NW-fallenden Gesteinspakete der Hilfernzone nachgewiesen werden. Erst weiter im NE (vgl. Fig. 19, Profil 4) dürfte sich der oben beschriebenen Synklinale in der Beichlen-Farneren-Zone eine einfach gebaute Antiklinale in der Hilfernzone anschliessen, wobei der Faltenbau durch keine Hilfernüberschiebung mehr gestört wird. Diese hat sich parallel zum primären Auskeilen der Beichlen-Farneren-Nagelfluh, welche weiter südwestlich als starres Widerlager wirkte, völlig zurückgebildet. Für das Fehlen von bedeutenden Scheitelbruchstörungen, wie sie RENZ (1937: 162) für diese Gegend postulierte, dient folgendes Argument:

Der ostrakodenführende Teil des marin-brackischen Unterstampiens (vgl. S. 251) – das unmittelbar Liegende der Horwer Platten – wie es überall an der Basis der Beichlen-Farneren-Zone festgestellt wurde, tritt im Entlenprofil auch in der antiklinal gebauten Hilfernzone durchgehend auf. Die Mergel an der Basis der Beichlen-Farneren-Zone können somit direkt mit den NW-fallenden Mergeln der Hilfern-Zone synklinal verbunden werden. Diese letzteren lassen sich ihrerseits ins Liegende der SE-fallenden Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh verfolgen (vgl. Fig. 19, Profil 3 und 4).

Mit dem Auftreten des ostrakodenführenden, marin-brackischen Unterstampiens in der Hilfern-Zone (vgl. Fig. 19, Profil 3, 4 und 5) kann zusätzlich eine weitere in der Literatur (MOLLET, 1921: 53; FRÖHLICHER, 1933: 33; HOLLIGER, 1955: 93) immer wieder diskutierte Frage beantwortet werden, nämlich die nach den stratigraphischen Beziehungen zwischen Hilfern- und Beichlen-Farneren-Zone. Durch die Ostrakoden lassen sich die Mergel im Liegenden der Beichlen-Farneren-Nagelfluh direkt mit denjenigen im Liegenden der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (Hilfern-Zone) korrelieren. So konnte ja auch die Gleichaltrigkeit der beiden Nagelfluhbildungen bewiesen werden (vgl. S. 252). Weiter im SW – gegen das Waldemmetal – finden wir in der Hilfern-Zone die Ostrakoden nur noch im Liegenden der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh, dagegen fehlen sie am Kontakt gegen die Beichlen-Farneren-Zone. Da die Ostrakoden nur im obersten Teil des marin-brackischen Unterstampiens auftreten, und da ja mit der Ausbildung der Hilfernüberschiebung gegen SW immer ältere

Schichten mit der Beichlen-Farneren-Nagelfluh in Kontakt kommen (vgl. Fig. 19, Profil 5), fügt sich auch diese Beobachtung gut in das oben entworfene tektonische Bild.

Als letztes müssen wir uns noch den tektonischen Verhältnissen nordöstlich der Entlen zuwenden. Wie wir schon früher erwähnten (S. 252), erreicht die sich aus der Hilfern-Zone entwickelnde Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh am Heuboden östlich der Entlen (vgl. Tafel I) bereits eine grosse Mächtigkeit (> 1000 m). Im Oberen Fischenbach-Querschnitt (vgl. Fig. 19, Profil 2) ist keine Spur des Antiklinalbaues der Hilfern-Zone mehr zu erkennen. Erst weiter im NE in der Wandfluh-Antiklinale (= Lochberg-Antiklinale, SCHNEIDER, 1959) sieht RENZ (1937: 162) die direkte Fortsetzung unserer Hilfern-Antiklinale (vgl. Tafel I). Auch die Synklinale der Beichlen-Farneren-Zone ist im Oberen Fischenbach nicht mehr auffindbar. Eine steil nach S fallende einheitliche Mergelzone erlaubt keine Aussagen über die Tektonik. Wie auch RENZ (1933: 158) betont, muss aber diese Zone von sehr komplexem Bau sein, da sowohl die Hilfern-Antiklinale wie die Beichlen-Farneren-Synklinale in sie hineinstreichen (Fig. 19, Profil 2). Das Fehlen der Horwer Platten im Fischenbach (Fig. 19, Profil 2), die man wegen ihrer Mächtigkeit in der Kleinen Entlen (Fig. 19 Profil 4), auch dort erwarten würde, kann nur mit einem steilen axialen Ansteigen der Beichlen-Farneren-Synklinale erklärt werden. Die Horwer Platten kommen erst weiter östlich in der höher gelegenen Chridegg (vgl. Tafel I) wieder zum Vorschein, und können hier ihrer synklinalen Lagerung wegen als direkte Fortsetzung der Beichlen-Farneren-Mulde gelten. Das durchgehende Auftreten von Ostrakoden im Abschnitt des Oberen Fischenbachs (Fig. 19, Profil 2) zeigt, dass die ganze fragliche Mergelserie stratigraphisch unmittelbar ins Liegende der Horwer Platten gehört. Die von RENZ (1933: 158) beschriebene starke Kompression der inneren Zone im Quellgebiet des Oberen Fischenbachs (Fig. 19, Profil 2) und der damit verbundene Hochstau der tektonischen Einheiten finden ihre Ursache in den primären Ablagerungsverhältnissen: Erst durch das Ausklingen des Beichlen-Farneren-Schuttfächers gegen NE und somit durch das primäre Fehlen eines die weichen Mergel überlagernden starren Gesteinspaketes im NW der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh war die Möglichkeit einer Ausquetschung des marin-brackischen Unterstampiens durch die kompakte Nagelfluhmasse des Heubodens gegeben.

Tabelle 10: Zusammenstellung der Resultate aller an den Proben ausgeführten Untersuchungen.
Abkürzungen: k = Kiessandstein, g = Grobsandstein, gm = Grobmittelsandstein, mi = Mittelsandstein, fm = Feinmittelsandstein, f = Feinsandstein, M = Mergel, SK = Sandkalk, B = Baryt, C = Chloritoid, H = Hornblende, M = Monazit, S = Sphalerit, Z = Zosit.

Proben-Nr.	Koordinaten resp. Lokalität	Höhe über Meer	Makroskopische Bezeichnung	SM ohne Granat in %											LM ohne Glimmer in %					Karbonat			
				Epidot	Apatit	Turmalin	Spinell	Zirkon	TiO_2-Gruppe	Titanit	Staurolith	Sonstige	Granat	SM-Gew.%	Quarz dunkel	Quarz undulös	Feldspat	Gesteinsbruchstücke (inkl. Chert)	Glimmer	Calcit in %	Dolomit in %	Gesamtkarbonat in %	Calcit/Dolomit-Verhältnis
			Flyschgerölle der Gruppe I																				
N 11/1	645'200/196'900	1120	mi	0	0	0	97	3	0	0	0		0	0,5									
N 11/100	645'200/196'900	1120	fm	0	2	11	73	11	2	0	0	1H	1										
N 8/101	644'500/197'150	1040	mi	0	11	2	58	15	14	0	0		48										
HAN 1	653'400/202'765	—	fm	0	1	13	60	13	13	0	0		5										
HAN 3	'625/ '485	—	gm	0	5	9	64	8	7	0	0	7B	6										
HAN 5	'850/ '150	—	fm	0	6	0	87	4	3	0	0		10										
			Flyschgerölle der Gruppe II																				
N 3/2	653'600/202'500	1185	f	0	41	20	2	19	18	0	0		1	0,2									
N 11/101	645'200/196'900	1120	mi	0	7	25	2	37	28	0	0	1M	134										
N 8/100	644'500/197'150	1040	fm	1	37	7	0	37	14	1	0	1B, 2M	38										
HAN 2	653'425/202'650	—	g	1	17	35	3	11	25	2	3	1C, 1H, 1B	503										
HAN 4	'825/ '300	—	f	0	26	31	9	13	9	0	0	12B	5										
			Flysch der Simmen-Decke																				
No. 61	RuineWeissenbg.	—	k	0	4	11	67	9	9	0	0		2	0,3									
651029/5	603'650/166'345	875	f	3	1	12	53	25	5	0	1		2	0,1									
			Flysch der Breccien-Decke																				
65103/5	590'190/152'070	1260	mi	0	3	11	40	29	5	0	0	12B	0	0,1									
			Flysch der Klippen-Decke																				
65916/24	601'935/163'970	1810	f	0	8	8	64	12	8	0	0		2	0,1									
			Niesenflysch																				
E 659	Albristhorn	—	k	1	50	17	0	30	2	0	0		1	2,7									
D 296	Aigremont	—	k	0	62	10	0	18	3	0	0	7B	0	1,5									
			Schlierenflysch																				
E 199	SteinbruchGuber	—	k	0	27	44	0	17	11	0	0	1M	30	0,3									
E 200	SteinbruchGuber	—	k	0	22	35	0	18	14	0	0	8B, 3M	18	0,1									
			Gurnigelflysch																				
E 575	Pfeife	—	k	0	9	31	0	29	21	1	2	7M	11	0,1									
E 577	Pfeife	—	gm	0	5	23	0	44	19	0	2	1B, 6M	5	0,2									

Profil 1: Granitische Molasse (Schangnau-Schuppe)																								
63903/8	653′595/203′825	865	gm	4	52	5	0	37	1	1	0		100	1,6	17	18	63	2	4	12,5	0,7	13,2	17,0
/9	′625/ ′800	865	g	5	66	2	0	25	2	0	0		160	0,8	10	11	76	3	1	13,6	1,8	15,4	7,5
Horwer Platten und fluvioterrestrisches Stampien (Hornbüel-Schuppenzone)																								
63903/10	653′655/203′755	875	mi	2	14	17	18	26	8	0	11	2C,2M	410	1,5	64	24	7	5	1	33,8	16,7	50,5	2,0
/11	′685/ ′745	875	f	2	41	43	8	2	2	2	0		17	0,3	60	27	10	3	1	46,2	5,5	51,7	8,4
/12	′680/ ′715	880	mi	1	53	25	7	8	3	2	0	1C	113	0,5	42	25	24	9	13	15,8	7,7	23,5	1,5
/13	′725/ ′680	890	g	0	34	12	3	3	0	1	2	45B	407	0,4	11	37	39	13	9	14,0	14,0	28,0	1,0
Ostrakodenführendes, marin-brackisches Unterstampien (Heuboden-Äschitannen-Zone)																								
63903/14	653′750/203′650	895	M	24	60	9	0	2	5	0	0		9	0,1	—	—	—	—	—	22,1	9,0	31,1	2,5
Profil 2: Granitische Molasse (Schangnau-Schuppe)																								
63904/1	652′955/203′480	920	g	0	76	8	0	12	4	0	0		155	0,4	26	14	57	3	4	15,0	2,4	17,4	6,3
/2	653′015/203′450	940	mi	0	66	13	0	14	6	0	1		81	1,0	23	19	52	6	2	12,9	3,3	16,2	3,9
Horwer Platten und fluvioterrestrisches Stampien (Hornbüel-Schuppenzone)																								
63904/3	653′035/203′430	945	g	2,5	26	31	21	7	5,5	0	7		415	0,5	27	36	24	13	2	19,4	8,5	27,9	2,3
(Profil 2) Ostrakodenführendes, marin-brackisches Unterstampien (Heuboden-Äschitannen-Zone)																								
63904/4	653′065/203′370	945	M	0	68	10	5	6	5	6	0		13	4,1	—	—	—	—	—	19,3	10,1	29,4	1,9
/5	′070/ ′280	950	M	2	61	18,5	9	5	3	1,5	0		23	0,8	52	34	7	7	91	23,0	9,8	32,8	2,3
/6	′045/ ′215	960	M	0	58	7	9	12	9,5	0	0	4,5H	21	<0,1	—	—	—	—	—	19,8	10,3	30,1	1,9
/7	′080/ ′165	980	M	1	29	20	30	9	8	3	0		14,5	1,5	61	30	4	5	88	20,8	8,6	29,4	2,4
/8	′110/ ′110	1000	M	10	48	26	3,5	4,5	2	0	1	5H	7	0,5	56	31	8	5	83	27,8	8,1	35,9	3,4
/9	′140/ ′050	1020	M	3	70	13	10	4	0	0	0		42	0,5	55	36	5	6	36	27,6	8,8	36,4	3,1
/10	653′170/202′995	1045	M	9,5	73	11	1	3,5	1	0	0	1H	24	0,2	47	37	7	5	62	23,7	10,5	34,2	2,3
/11	′195/ ′950	1060	M	13	62	13	0	8	4	0	0		42	1,5	—	—	—	—	—	29,6	3,1	32,7	9,5
(Profil 2) Horwer Platten (Heuboden-Äschitannen-Zone)																								
63904/12	653′225/202′900	1090	mi	0	28	30	33	2	3	2	2		270	0,6	30	30	30	10	0	28,8	2,8	31,6	10,3
(Profil 2) Fluvioterrestrisches Stampien (Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh)																								
63904/13	653′065/202′740	1115	gm	0	23	20	26	10	13	4	1	1C,1B,1M	228	0,4	33	38	17	12	2	35,4	2,2	37,6	16,1
/14	′080/ ′690	1125	gm	0	36	23	6	19	10	0	6		375	1,1	42	33	9	16	5	37,0	8,7	45,7	4,3
/15	′090/ ′650	1150	mi	0	16	30	22	10	10	1	5	6B	118	1,0	50	38	6	6	1	45,8	6,4	52,2	7,2
/16	′390/ ′770	1175	gm	0	3,5	6,5	5,5	1,5	3	1	0	79B	19	0,6	49	31	7	13	0	21,3	14,2	35,5	1,5
/17	′415/ ′730	1170	gm	1	24	25	4	25	14	0,5	3	1H 0,5B,2M	81	0,7	54	30	10	6	1	35,2	2,6	37,8	13,5
/18	′420/ ′650	1180	g	2	27	22	17	12	14	0	4	2M	59	0,1	50	28	13	9	0	42,4	6,6	49,0	6,4
/19	′455/ ′585	1180	g	1,5	33	30	5	17,5	7	3	1,5	1,5M	82	0,3	43	43	7	7	0	30,5	13,3	43,8	2,3
/20	′520/ ′540	1185	M	0	20	30	20	0	20	0	0	10B	30	1,0	41	46	8	5	1	40,6	2,2	42,8	18,4
/21	′570/ ′530	1185	mi	0	17	21	11	24	17	2	5	3M	59	0,2	58	27	6	9	0	38,9	9,5	48,4	4,1
/22	′645/ ′465	1190	k	2	34	27	1,5	19	7,5	1,5	2,5	5M	26	0,5	61	28	7	4	1	38,0	1,8	39,8	21,1

Tabelle 10: Zusammenstellung der Resultate aller an den Proben ausgeführten Untersuchungen (Fortsetzung).

Proben-Nr.	Koordinaten resp. Lokalität	Höhe über Meer	Makroskopische Bezeichnung	SM ohne Granat in %												LM ohne Glimmer in %					Karbonat			
				Epidot	Apatit	Turmalin	Spinell	Zirkon	TiO_2-Gruppe	Titanit	Staurolith	Sonstige	Granat	SM-Gew. %	Quarz dunkel	Quarz undulös	Feldspat	Gesteinsbruchstücke (inkl. Chert)	Glimmer	Calcit in %	Dolomit in %	Gesamtkarbonat in %	Calcit/Dolomit-Verhältnis
63904/23	653′700/202′455	1190	M	5,5	28	50	0	0	11	5,5	0		0	3,0	65	30	2	3	1	27,2	1,2	28,4	22,6
63907/1	′820/ ′430	1155	gm	0	34	23	1	12	16	3	10	1M	38	0,5	51	30	8	11	0	51,2	11,0	62,2	4,7
/2	′760/ ′335	1190	M	—	+	+	—	—	—	—	—		+	0,1	—	—	—	—	—	23,4	2,8	26,2	8,4
/3	′780/ ′310	1200	g	2	57	5	4	5	5	0	20	2M	296	0,6	54	28	12	6	0	30,8	10,5	4,3	2,9
/4	′870/ ′270	1190	gm	0	29	39	0	17	7	4	4		29	0,9	53	28	16	3	1	37,2	1,5	38,7	24,8
/5	′880/ ′200	1200	gm	0	26	27,5	0	14,5	6,5	4	6	1M, 14,5B	24	0,7	60	29	8	3	0	36,2	1,2	37,4	24,1
/6	′860/ ′155	1210	g	0	2	6	0	0	0	0	0	92B	4	0,8	51	29	11	9	0	24,5	0,7	25,2	35,0
/7	′860/ ′070	1235	M	4	41	32	0	10	11	1	0	1H	17	0,2	57	33	8	2	0	27,1	1,7	28,8	15,9
/8	′860/ ′060	1235	g	0	9	55	0	0	0	0	4	32B	5	0,6	45	31	18	6	0	36,1	1,3	37,4	27,8
63907/13	653′740/201′630	1340	M	3	76	9	0	6	3	0	3		25	1,7	—	—	—	—	—	45,8	2,4	48,2	19,1
/14	′740/ ′630	1340	gm	0	22	56	0	11	0	0	0	11B	26	0,1	42	34	19	5	0	29,7	0,7	30,4	40,4
/15	′770/ ′550	1355	gm	0	11	16	0	3	0	0	2	68B	32	0,3	30	30	32	8	1	29,5	2,2	31,7	13,4
(Profil 2) Subalpiner Flysch																								
63907/9	653′810/201′900	1290	SK	8	0,5	64	0,5	13	13,5	0,5	0		7,5	0,1	70	25	4	1	0	61,4	2,0	63,4	30,7
/10	′780/ ′740	1310	SK	21	21	41	0	10	3,5	3,5	0		38	<0,1	—	—	—	—	—	66,3	0,6	66,9	110,5
/11	′850/ ′690	1325	SK	13,5	22	30	8	13,5	2,5	0	0	8S, 2,5M	70	<0,1	—	—	—	—	—	57,5	2,0	59,5	28,8
/12	′850/ ′690	1325	SK	5	10	75	0	5	0	0	0	5B	10	0,4	57	24	15	4	0	49,4	0,9	50,3	53,8
/16	′690/ ′500	1345	SK	15	60	8	2	14	0,5	0,5	0		20	0,1	69	19	8	4	1	64,3	2,6	66,9	24,8
/17	′730/ ′395	1370	SK	0	16	5	2	67	7	3	0		11	<0,1	67	21	10	2	6	69,3	3,3	72,6	21,0
/18	′755/ ′325	1400	mi	0	15	26	6	21	13	6	12	1M	109	0,4	52	33	7	8	0	38,1	5,7	43,8	6,7
/19	′805/ ′200	1435	M	2	33	36	2	11	12	2	0	2H	8	1,7	67	28	3	2	5	41,3	3,3	44,6	12,5
(Profil 2) Valanginien der Randkette																								
63907/20	653′820/201′160	1450	M	49	9	6	0	6	0	0	3	27H	33	0,6	—	—	—	—	—	59,2	4,0	63,2	14,8
Profil 3: Ostrakodenführendes, marin-brackisches Unterstampien (Heuboden-Äschitannen-Zone)																								
62830/1	651′400/201′420	910	M	17	46	0	1	6	2	0	0	28B	13	0,2	22	54	19	5	13	22,0	9,2	31,2	2,4
(Profil 3) Horwer Plattem (Heuboden-Äschitannen-Zone)																								
62830/2	651′470/201′380	910	gm	0	15	21	11	30	22	0	1		230	0,6	25	59	9	7	1	15,9	6,1	22,0	2,6
/3	′520/ ′350	920	mi	2	40	39	11	4	4	0	0		82	0,3	18	55	18	9	3	32,1	5,4	37,5	5,9
(Profil 3) Fluvioterrestrisches Stampien (Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh)																								
62830/4	651′650/201′340	920	fm	1	15	14	38	7	20	0	5		69	0,1	31	64	3	2	0	35,7	5,7	41,4	6,3
/5	′960/ ′170	940	mi	0	16	22	4	31	20	0	3	4M	113	0,2	31	56	11	2	0	44,3	7,0	51,3	6,3

62830/6	*651'980/201'160*	*940*	*mi*	*2*	*18,5*	*8,5*	*4*	*31*	*20,5*	*0*	*5*	*9,5B, 1M*	*90*	*0,6*	*29*	*59*	*10*	*2*	*1*	*41,1*	*6,4*	*47,5*	*6,4*
/7	*652'080/201'020*	*950*	*g*	*3*	*20*	*14*	*26*	*12*	*15*	*0*	*0*		*185*	*0,1*	*24*	*63*	*6*	*7*	*0*	*32,1*	*17,8*	*49,9*	*1,8*
/8	652'180/200'990	960	g	0	9	18	23	37	11	0	2		140	0,3	14	69	11	6	0	35,9	6,8	42,7	5,3
/9	'250/ '870	970	mi	0	18	10	45	11	11,5	0	3	1,5M	53	2,1	39	56	2	3	0	34,2	1,8	36,0	19,0
/10	'290/ '820	970	fm	1	20	6	20	32	20	0	0	1M	93	0,2	38	53	3	6	4	27,6	5,3	32,9	5,2
/11	'290/ '800	970	M	31	25	13	6	19	6	0	0		75	0,3	—	—	—	—	—	17,4	5,3	22,7	3,3
/12	'330/ '710	980	gm	2	3	14	32	26	14	0	5	4M	73	0,2	40	55	4	1	0	52,3	6,1	58,4	8,6

Tabelle 10: Zusammenstellung der Resultate aller an den Proben ausgeführten Untersuchungen (Fortsetzung).

Proben-Nr.	Koordinaten resp. Lokalität	Höhe über Meer	Makroskopische Bezeichnung	SM ohne Granat in %											LM ohne Glimmer in %					Karbonat			
															Quarz								
				Epidot	Apatit	Turmalin	Spinell	Zirkon	TiO_2-Gruppe	Titanit	Staurolith	Sonstige	Granat	SM-Gew. %	dunkel	undulös	Feldspat	Gesteinsbruchstücke (inkl. Chert)	Glimmer	Calcit in %	Dolomit in %	Gesamtkarbonat in %	Calcit/Dolomit-Verhältnis
Profil 5: Ostrakodenführendes, marin-brackisches Unterstampien (Beichlen-Farneren-Schuppe)																							
62822/1	646'540/199'500	1160	M	—	+	—	—	+	—	—	—		+	<0,1	38	48	12	2	191	28,2	1,0	29,2	28,2
/2	'560/ '460	1170	fm	0	52	24	10	5	9	0	0		39	0,1	37	45	8	10	9	24,0	6,3	30,3	3,8
(Profil 5) Horwer Platten (Beichlen-Farneren-Schuppe)																							
62822/3	646'570/199'410	1190	fm	2,5	17	17	22	22	17	0	0	2,5B	59	<0,1	30	43	19	8	0	23,6	2,4	26,0	9,9
(Profil 5) Fluvioterrestrisches Stampien (Beichlen-Farneren-Nagelfluh)																							
62822/4	646'600/199'360	1210	g	0	38	10	17	19	12	0	3	1C	438	0,7	26	37	24	13	13	32,6	7,5	40,1	4,4
/5	'640/ '320	1240	gm	5	61	16	2	8	8	0	0		151	1,1	22	39	28	11	4	20,9	6,6	27,5	3,2
/6	'670/ '250	1285	fm	3	19	14	15	14	34	0	1		186	0,3	35	59	2	4	0	32,1	6,0	38,1	5,4
/7	'690/ '200	1315	mi	1	30	12	11	27	11	0	7	1C	863	0,6	36	36	11	17	12	24,2	7,7	31,9	3,1
/8	'710/ '170	1340	mi	0	4	3	84	3	6	0	0		126	0,3	40	45	9	6	3	—	—	45,8	—
/9	'750/ '080	1410	mi	8	46	15	15	4	8	0	4		639	0,9	26	37	27	10	3	37,2	8,9	46,1	4,2
/10	'810/ '010	1440	g	1	36	21	3	28	11	0	0		86	0,4	31	53	9	7	1	29,5	25,2	54,7	1,2
/11	646'890/198'970	1420	k	0	42	32	14	6	4	2	0		278	0,7	26	43	25	8	3	33,8	12,7	46,5	2,7
/12	'960/ '930	1380	mi	0	14	10	56	5	12	0	3		629	0,5	38	48	10	4	4	45,0	4,2	49,2	10,7
(Profil 5) Marin-brackisches Unterstampien (Steinibach-Serie)																							
62822/13	647'010/198'790	1335	mi	0	75	17	1,5	5	1,5	0	0		134	0,6	15	46	32	7	7	19,6	3,7	23,3	5,3
/14	'050/ '760	1310	mi	3	41	9	5	16	18	0	6	2M	232	0,2	22	32	35	11	12	4,7	2,0	6,7	2,4
/15	'100/ '720	1290	gm	0	55	27	+	7	9	2	0		97	0,3	6	57	33	4	9	7,3	4,4	11,7	1,7
/16	'150/ '680	1265	mi	0	73	15	+	4	8	0	0		79	0,3	17	41	31	11	15	4,4	4,8	9,2	0,9
/17	'170/ '640	1240	f	1	35	1	1	2	1	0	0	59B	35	0,1	26	45	24	5	180	37,4	1,5	38,9	25,0
/18	'220/ '560	1215	g	3	60	20	+	6	8	0	1	1C,1H	119	0,4	12	51	32	5	10	10,6	4,8	15,4	2,2
/19	'310/ '500	1190	f	0	67	17	+	13	2	1	0		55	0,2	22	44	29	6	2	15,8	3,9	19,7	4,1
/20	'430/ '480	1160	M	0	7	0	0	0	1	0	0	92B	11	0,1	—	—	—	—	—	14,3	3,2	17,5	4,5
(Profil 5) Ostrakodenführendes, marin-brackisches Unterstampien (Heuboden-Äschitannen-Zone)																							
63910/1	647'710/198'280	1115	M	—	+	—	—	—	—	—	—		+	0,2	—	—	—	—	—	21,4	7,6	29,0	2,8
/2	'700/ '100	1130	M	+	+	—	—	—	—	—	—		+	1,5	—	—	—	—	—	20,6	8,3	28,9	2,5
/3	647'660/197'980	1140	M	+	+	—	—	+	—	—	—		+	0,3	—	—	—	—	—	24,8	8,8	33,6	2,8
/4	'660/ '940	1145	mi	2	15	26	19	16	17	0	5		542	1,3	22	62	7	8	0	36,1	15,5	51,6	2,3
(Profil 5) Horwer Platten (Heuboden-Äschitannen-Zone)																							
63910/5	647'670/197'890	1150	fm	0	34,5	4	16	22	20,5	0	1	2M	445	0,1	28	32	37	3	2	32,7	8,7	41,4	3,8
/6	'650/ '710	1170	mi	1	38	26	11	10	7	0	6	1B	453	0,6	21	53	16	11	1	19,6	4,1	23,7	4,8

(Profil 5) Fluvioterrestrisches Stampien (Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh)																								
63910/7	*647'670/197'670*	*1180*	*mi*	*1,5*	*19*	*29*	*13,5*	*16*	*18*	*0*	*3*		*701*	*0,2*	*27*	*56*	*10*	*7*	*5*	*30,0*	*5,0*	*35,0*	*6,0*
/7a	'680/ '640	1180	M	0	9	0	0	1	1	0	0	89B	0		—	—	—	—	—	54,5	4,0	58,5	13,6
(Profil 5) Subalpiner Flysch																								
63910/8	647'640/197'610	1185	M	9	33	12	0	40	6	0	0		100	1,6	51	41	4	4	19	32,2	6,8	39,0	4,7
/9	'980/ '350	1315	SK	37,5	7,5	20	0	15	20	0	0		37,5	<0,1	64	35	0	1	0	71,0	2,1	73,1	33,8
/10	648'150/197'360	1370	SK	+	—	+	—	—	+	—	—		+	<0,1	53	33	13	1	3	57,2	1,0	58,2	57,2
/11	648'180/197'300	1390	SK	—	—	+	—	—	—	—	—		+	2,3	58	40	0	2	0	61,7	3,2	64,9	19,3
Profil 6: Granitische Molasse (Schangnau-Schuppe)																								
63828/1	644'460/198'700	880	g	1	49	2	0	40	3	0	1	4B	252	1,1	22	28	49	1	1	19,7	0,7	20,4	26,8
/2	'540/ '420	900	gm	0	71	9	1	19	0	0	0		348	1,1	16	31	49	4	4	17,2	2,6	19,8	6,6
/3	'580/ '390	910	gm	0	82	1	0	14	3	0	0		168	1,1	14	29	52	5	7	12,3	1,7	14,0	7,2
/4	'630/ '390	910	g	1	69	9	2	17	1	0	1		314	0,3	17	20	63	0	5	13,2	1,5	14,7	8,8
/5	'690/ '450	930	gm	3	79	3	0	14	1	0	0		145	0,6	9	35	55	1	4	13,2	2,2	15,4	6,0
(Profil 6) Horwer Platten und fluvioterrestrisches Stampien (Hornbüel-Schuppenzone)																								
63828/6	644'710/198'350	930	g	3	43	14	12	14	4	0	9	1C	341	0,4	31	28	33	8	4	25,6	9,0	34,6	2,8
/7	'740/ '400	930	gm	6	38	10,5	17	12,5	9	0	6	1M	310	0,8	19	53	19	9	8	27,3	18,9	46,2	1,4
/8	'770/ '420	950	g	1	1	1	1,5	1	1	0	0,5	87B	21	0,2	36	27	34	3	4	32,8	2,9	35,7	11,3
/9	'770/ '420	950	M	+	—	—	—	+	+	—	+		+	1,2	—	—	—	—	—	25,3	8,8	34,1	2,9
/10	'790/ '400	950	M	1	71	16	4	2	5	1	0		87	0,4	35	51	5	9	1	4,2	3,7	7,9	1,1
/11	'800/ '430	970	mi	2	32	13	17	17	12	0	4	1B,1C,1M	214	0,5	27	59	8	6	11	40,4	13,1	53,5	3,1
(Profil 6) Ostrakodenführendes, marin-brackisches Unterstampien (Beichlen-Farneren-Schuppe)																								
63828/12	644'860/198'350	960	fm	0	36	20	15	0	7	0	0	22B	27	0,2	35	41	11	13	48	32,5	7,9	40,4	4,1
(Profil 6) Horwer Platten (Beichlen-Farneren-Schuppe)																								
63828/13	644'930/198'350	1000	g	1	38	18	9	26	6	0	0	1B,1M	155	0,4	25	38	26	11	3	22,6	6,1	28,7	3,7
(Profil 6) Fluvioterrestrisches Stampien (Beichlen-Farneren-Nagelfluh)																								
63828/14	644'960/198'330	1020	gm	0	51	10	9	24	6	0	0		431	0,7	21	51	17	11	7	10,9	12,0	22,9	0,9
/15	'980/ '300	1030	gm	2	45	33	5	10	5	0	0		1126	1,6	22	53	14	11	3	14,0	12,3	26,3	1,1
Profil 7: Granitische Molasse (Schangnau-Schuppe)																								
63829/28	643'480/197'690	750	g–k	8	67	0	0	17	8	0	0		358	0,5	11	32	55	2	0	22,3	4,4	26,7	5,1
(Profil 7) Horwer Platten (Beichlen-Farneren-Schuppe)																								
63816/1	643'920/197'350	780	gm	0	56	18	5	13	8	0	0		64	0,6	17	59	18	6	2	25,1	9,0	34,1	2,8
/2	'920/ '340	780	gm	0	46	19	2	7	5	3	0	18B	11	1,2	32	48	16	4	20	26,1	6,3	32,4	4,1
/3	'920/ '330	780	gm	0	39	27	13	9	11	0	0	1H	570	0,7	10	56	22	12	1	19,8	12,8	32,6	1,5
/4	'930/ '330	780	M	18	36	18	5	8	5,5	0	0	1,5H, 8B	51	1,0	38	44	11	7	31	22,8	11,6	34,4	2,0
/5	'930/ '320	780	fm	12	41	41	0	6	0	0	0		18	—	24	65	6	5	110	27,1	10,3	37,4	2,6
/6	'930/ '310	780	M	0	70	9	3	18	0	0	0		61	18,1	20	58	8	14	19	—	—	6,7	—

Tabelle 10: Zusammenstellung der Resultate aller an den Proben ausgeführten Untersuchungen (Fortsetzung).

Proben-Nr.	Koordinaten resp. Lokalität	Höhe über Meer	Makroskopische Bezeichnung	SM ohne Granat in %										SM-Gew. %	LM ohne Glimmer in %				Glimmer	Karbonat			
															Quarz								
				Epidot	Apatit	Turmalin	Spinell	Zirkon	TiO_2-Gruppe	Titanit	Staurolith	Sonstige	Granat		dunkel	undulös	Feldspat	Gesteinsbruchstücke (inkl. Chert)		Calcit in %	Dolomit in %	Gesamtkarbonat in %	Calcit / Dolomit-Verhältnis
63816/7	643′940/197′300	780	gm	0	9	9	2	2	1	0	0	77B	179	0,9	26	53	15	6	20	15,2	15,1	30,3	1,0
/8	′940/ ′300	780	gm	1	57	13	5	19	3	0	0	2H	127	0,7	21	43	29	7	9	35,3	8,5	43,8	4,1
	(Profil 7) Fluvioterrestrisches Stampien (Beichlen-Farneren-Nagelfluh)																						
63816/9	643′940/197′250	780	gm	0	47	12	10	12	19	0	0		242	0,1	16	58	16	10	2	19,5	15,6	35,1	1,3
/10	′850/ ′180	800	gm	0	54	42	+	2	2	0	0		295	1,0	13	69	14	4	6	29,7	22,2	51,9	1,3
/11	643′860/196′970	800	M	0	46	0	9	3	6	0	0	36B	42	3,8	46	43	4	7	54	12,8	10,7	23,5	1,2
/12	′900/ ′980	790	mi	0	55	17	11	10	5	1	0	1H	153	1,5	42	39	13	6	86	19,9	12,7	32,6	1,6
/13	′850/ ′860	810	gm	0	52	12	15	13	8	0	0		185	0,9	26	44	20	10	2	32,6	11,2	43,8	2,9
/14	′840/ ′820	810	gm	0	73	17	5	2	3	0	0		489	0,7	20	50	22	8	19	24,1	11,4	35,5	2,1
/15	′800/ ′730	820	gm	0	28	18	13	13	9	1	0	17B, 1C	113	0,5	21	44	23	12	8	19,0	8,8	27,8	2,2
/16	′880/ ′650	820	g	0	32	22	15	20	8	0	1	2H	368	1,3	30	52	6	12	1	36,6	13,6	50,2	2,7
63819/1	643′930/196′640	780	mi	0	26	24	20	9	11	1	0	9B	64	1,1	40	50	7	3	1	54,6	8,1	62,7	6,8
/2	′930/ ′590	780	gm	0	28	30	24	5	4	0	1	8B	184	0,3	26	64	4	6	6	32,5	10,9	43,4	3,0
/3	′900/ ′500	780	gm	0	38	25	13	14	8	1	0	1H	451	2,7	13	70	12	5	11	35,5	15,1	50,6	2,3
/4	′860/ ′460	800	M	20	30	30	0	10	0	0	0	10Z	50	7,8	39	40	10	11	4	28,0	9,6	37,6	2,9
/5	′860/ ′400	790	fm	0	37	40	7	1	9	2	0	1C, 3Z	67	0,2	31	55	8	6	18	45,9	11,8	57,7	3,9
63819/6	643′840/196′310	800	mi	1	54	12	15	10	7	1	0		171	1,3	36	48	10	6	7	35,2	11,6	46,8	3,0
/7	′850/ ′190	800	gm	0	57	20	14	0	9	0	0		88	2,7	15	50	22	13	29	24,5	12,3	36,8	2,0
/8	′900/ ′070	800	mi	0	69	18	3	7	0	3	0		79	0,7	21	65	8	6	85	27,0	14,0	41,0	1,9
/9	643′860/195′980	810	gm	0	49	11	13	23	4	0	0		944	1,4	33	45	16	6	3	30,6	11,0	41,6	2,8
/10	′900/ ′900	820	gm	2	57	20	11	0	10	0	0		1005	1,0	21	46	27	7	5	30,1	9,2	39,3	3,3
/11	′860/ ′790	820	gm	2	54,5	10	2,5	22	7	0	0	2M	205	0,6	25	50	18	7	5	28,1	8,3	36,4	3,4
/12	′920/ ′720	820	g	0	68	12	4	8	5	0	1	2B	252	0,8	18	49	26	7	1	30,0	8,1	38,1	3,7
	Profil 8: Steinibach, marin-brackisches Unterstampien (Steinibach-Serie)																						
63822/1	644′230/195′050	880	fm	0	66	18	2	4	9	0	0	1B	116	0,2	41	32	17	10	3	17,9	4,4	22,3	4,1
/2	′300/ ′050	880	fm	0	64	22	1	7	4	0	0	1B, 1M	21	0,4	37	33	14	16	11	11,7	3,5	15,2	3,3
/3	′350/ ′040	890	M	5	64	14	3	7	6	0	0	1C	89	0,8	25	42	21	12	108	10,6	7,5	18,1	1,4
/4	′350/ ′040	890	mi	0	69	15	0	10	6	0	0		84	0,9	26	41	27	5	3	16,7	4,0	20,7	4,2
/5	′400/ ′060	900	gm	0	61	23	2	11	3	0	0		124	0,5	12	55	28	5	14	17,7	2,6	20,3	6,8
/6	′480/ ′060	920	g	0	64	20	2	9	5	0	0		266	0,9	32	31	28	9	2	8,4	4,8	13,2	1,7
/7	′530/ ′070	920	mi	0	67	24	0	3	3	3	0		127	1,3	29	34	29	8	17	22,9	3,9	26,8	5,9
/8	′620/ ′090	930	mi	0	64	24	0	10	1	1	0		346	0,3	17	42	30	11	17	26,9	4,8	31,7	5,6
/9	′680/ ′120	940	fm	0	68	14	3	6	8	0	0	1H	40	0,1	15	47	23	15	18	25,8	2,9	28,7	8,9

63822/10	*644′750/195′150*	*950*	*M*	*52*	*24*	*11*	*0*	*9*	*2*	*0*	*1*	*1C*	*28*	*0,2*	—	—	—	—	—	*21,5*	*9,8*	*31,3*	*2,2*
/11	*′810/ ′180*	*950*	*fm*	*2*	*52*	*26*	*5*	*11*	*2*	*1*	*0*	*1C*	*122*	*0,4*	*29*	*39*	*13*	*19*	*8*	*24,6*	*5,5*	*30,1*	*4,5*
/12	′820/ ′230	960	fm	0	62	21	2	8	6	1	0		42	0,2	34	36	9	21	1	16,1	6,3	22,4	2,6
/13	′880/ ′260	970	mi	0	47	35	0	13	3	1	0	1H	208	0,7	32	31	18	19	5	22,4	5,0	27,4	4,5
/13a	′900/ ′260	970	mi	0	46	22	0	22	9	0	0	1B	336	1,5	27	44	20	9	6	21,0	2,9	23,9	7,2
/14	′900/ ′260	980	M	3	41	19	0	0	6	0	0	31B	53	<0,1	—	—	—	—	—	17,5	7,4	24,9	2,4
/15	′950/ ′250	970	mi	1	56	18	2	5	4	1	0	13B	159	1,5	39	39	19	3	3	38,6	5,9	44,5	6,5
/16	′970/ ′270	980	M	1	84	9	0	3	3	0	0		52	0,4	—	—	—	—	—	17,0	9,4	26,4	1,8
/17	′990/ ′170	980	fm	0	73	12	0	7	5	0	0	1B,1M,1C	180	1,0	31	37	25	7	194	31,2	8,7	39,9	3,6
/18	645′040/195′350	990	M	0	78	14	0	4	2	0	0	2B	147	0,3	—	—	—	—	—	19,2	9,9	29,1	1,9
/19	′110/ ′400	1020	mi	0	50	25	6	15	3	0	0	1B	198	0,7	39	32	14	15	3	19,7	5,7	25,4	3,5
/20	′150/ ′420	1030	gm	0	69	13	3	10	4	1	0	+C	243	0,8	31	34	23	12	0	19,9	6,6	26,5	3,0
/21	′200/ ′400	1060	g	0	60	22	1	9	6	0	2		625	0,8	22	37	35	6	23	12,3	3,9	16,2	3,2
63826/1	645′210/195′440	1060	gm	0	76	14	0	3	7	0	0		250	0,3	17	48	31	4	3	9,9	3,1	13,0	3,2
/2	′240/ ′420	1060	fm	0	69	19	0	6	0	0	0	6B	629	1,0	17	46	26	11	9	26,4	3,7	30,1	7,1
/3	′250/ ′420	1060	M	0	60	10	0	7	5	0	0	1C, 17B	144	0,1	—	—	—	—	—	8,1	9,9	18,0	0,8
/4	′300/ ′460	1070	fm	1	70	13	1	13	2	0	0		204	1,7	31	44	22	3	24	30,6	5,9	36,5	5,2
/5	′300/ ′460	1070	M	1	72	9	1	14	1	2	0		179	0,3	—	—	—	—	—	14,5	9,6	24,1	1,5
/6	′410/ ′620	1100	fm	0	71	11	3	5	6	4	0		61	0,2	20	51	20	9	20	22,6	3,1	25,7	7,3
	(Profil 8: Steinibach) Subalpiner Flysch																							
63826/7	645′670/195′410	1170	M	—	+	+	—	—	—	—	—	+B	+	4,0	—	—	—	—	—	44,1	7,4	51,5	6,0
/8	′690/ ′360	1200	SK	4	70	15	4	6	1	0	0		6	0,1	—	—	—	—	—	68,0	3,9	71,9	17,4
/9	′790/ ′300	1220	M	2	73	17	3	3	1	0	0	1C	49	2,3	43	48	6	3	46	25,5	10,5	36,0	2,4
/10	′860/ ′230	1250	SK	0	93	3	0	3	0	1	0		2	0,2	24	41	33	2	7	51,2	3,5	54,7	14,6
/11	′860/ ′230	1250	k	0	71	7	0	14	3	0	0	5B	15	3,9	23	33	41	3	9	39,5	4,4	43,9	9,0
/12	′900/ ′180	1270	SK	0	83	11	0	2	2	0	0	2B	29	<0,1	36	43	16	5	19	73,8	4,5	78,3	16,4
/13	′940/ ′170	1290	mi	0	0	31	+	55	13	0	0	1M	5	0,1	43	48	0	9	0	16,5	2,8	19,3	5,9
/14	′990/ ′130	1310	gm	0	1	38	0	28	9	7	0	17B	8	0,2	45	53	0	2	0	39,6	2,2	41,8	18,0
/15	646′010/195′100	1330	fm	0	7	28	1	35	19	10	0		17	0,3	34	53	5	8	0	39,5	2,8	42,3	14,3
/16	′010/ ′100	1330	M	0	25	13	0	37	25	0	0		50	5,2	—	—	—	—	—	35,9	4,6	40,5	7,8
	(Profil 8: Steinibach) Valanginien der Randkette																							
63826/17	646′100/195′090	1370	k	0	7	28	0	42	15	0	0	8B	9	<0,1	47	49	0	4	0	86,0	1,3	87,3	66,1
/18	′110/ ′060	1390	SK	3	23	30	3	33	8	0	0		623	0,2	—	—	—	—	—	55,1	4,0	59,1	13,8
/19	′140/ ′050	1420	SK	0	7	65	0	14	7	4	0	3B	54	<0,1	—	—	—	—	—	57,2	1,8	59,0	31,8
/20	′170/ ′030	1430	SK	0	1	17	0	62	17	2	0	1B	7	<0,1	49	51	0	0	0	77,8	0,9	78,7	84,5
/21	′240/ ′030	1460	SK	0	5	66	0	24	3	2	0		24	<0,1	41	52	4	3	1	58,4	1,1	59,5	53,1

VERZEICHNIS DER ZITIERTEN LITERATUR

BAUMBERGER, E. (1920): *Über das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten.* Eclogae geol. Helv. *16*/1, 137–138.

– (1925): *Die subalpine Molasse von Luzern.* Eclogae geol. Helv. *19*/1, 165–177.

– (1929): *Die Deutung des Rigi- und Rossbergprofils auf Grund neuer Fossilfunde.* Verh. natf. Ges. Basel *40*/2, 295–312.

– (1931): *Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand.* Eclogae geol. Helv. *24*/2, 205–222.

– (1934): *Über die Cyrenen der stampischen Molasse am Alpennordrand.* Eclogae geol. Helv. *27*/2, 390–399.

BAUMBERGER, E., BUXTORF, A., CHRIST, P. (1925): *Bericht über die Exkursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft in die Umgebung von Luzern.* Eclogae geol. Helv. *29*/1, 276–287.

BAUMBERGER, E., & KRÄUSEL, R. (1934): *Die Horwerschichten südlich Luzern.* Abh. Schweiz. paläont. Ges. *55*.

BLAU, R.V. (1966): *Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet (Kt. Bern). Mit einem paläontologischen Teil: Terrestrische Gastropoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Gurnigelregion und des Gebietes zwischen Thunersee und Napf.* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *125*,

BOUMA, A.H. (1962): *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation.* Elsevier Publ. Co. Amsterdam.

BRIEL, A. (1962): *Géologie de la région de Lucens (Broye).* Eclogae geol. Helv. *55*/1, 189–274.

BRÜCKNER, W. (1946): *Bemerkungen über die nordhelvetischen Flyschbildungen in der Westschweiz.* Verh. naturf. Ges. Basel *57*, 62–74.

BUXTORF, A., KOPP, J., BENDEL, L. (1941): *Stratigraphie und Tektonik der aufgeschobenen subalpinen Molasse zwischen Horw und Eigenthal bei Luzern.* Eclogae geol. Helv. *34*/1, 135–154.

CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen* (2. Aufl.). Basel (Wepf).

CROWELL, J.C. (1955): *Directional-current Structures from the Prealpine Flysch, Switzerland.* Bull. geol. Soc. Am. *66*/11, 1351–1384.

DORTHE, J.-P. (1962): *Géologie de la Région au Sud-Ouest de Fribourg.* Eclogae geol. Helv. *55*/2, 327–406.

DZULYNSKI, S., & WALTON, E.K. (1965): *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes.* Developments in Sedimentology *7*, Elsevier, Amsterdam.

EMMENEGGER, C. (1962): *Géologie de la région Sud de Fribourg. Molasse du plateau et Molasse subalpine.* Diss. Fribourg.

FRÖHLICHER, H. (1931): *Nachweis von Fischschiefern mit Meletta in der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern).* Eclogae geol. Helv. *24*/2, 241–242.

– (1933): *Geologische Beschreibung der Gegend von Eschholzmatt im Entlebuch (Kt. Luzern).* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *67*.

– (1935): *Unterstampische Molasse im Flyschgebiet der Fähnern bei Appenzell.* Eclogae geol. Helv. *28*/2, 539–541.

– (1943): *Vorweisung einiger Fischformen aus der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern).* Eclogae geol. Helv. *36*/2, 203–204.

– (1951): *Brachyuren aus den stampischen Fischschiefern des Entlebuchs (Kt. Luzern).* Eclogae geol. Helv. *44*/2, 358–359.

FRÖHLICHER, H., & WEILER, W. (1952): *Die Fischfauna der unterstampischen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern) und ihre paläogeographische Bedeutung.* Eclogae geol. Helv. *45*/1, 1–35.

FRÜH, J.J. (1888): *Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz.* Neue Denkschr. schweiz. naturf. Ges. *30*.

FÜCHTBAUER, H. (1954): *Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandsmolasse.* Heidelb. Beitr. Min. Petr. *4*/1, 26–53.

– (1959): *Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine.* Erdöl und Kohle *12*, 605–613.

– (1964): *Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen.* Eclogae geol. Helv. *57*/1, 157–298.

FURRER, M. (1949): *Der subalpine Flysch nördlich der Schrattenfluh (Entlebuch, Kt. Luzern).* Eclogae geol. Helv. *42*/1, 111–154.

GASSER, U. (1966): *Sedimentologische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs* (Kt. Luzern). Eclogae geol. Helv. *59*/2, 723–772.

– (1967): *Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralen in verschiedenen Flyschkomplexen der Schweiz.* Geol. Rdsch. *56*/1, 300–308.

GASSER, U., MATTER, A., NABHOLZ, W.K. (1964): *Sedimentologie eines temporären Aufschlusses von «Altmoräne» am Aarebord unter der Monbijoubrücke in Bern.* Mitt. naturf. Ges. Bern, N.F. *21*, 99–112.

HABICHT, K. (1945a): *Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet.* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *83*.

– (1945b): *Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem st. gallischen Rheintal.* Eclogae geol. Helv. *38*/1, 121–149.

HAUS, H. (1937): *Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental (Kt. Bern).* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *75*.

HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz, Bd. 1.* Leipzig (Tauchnitz).

HOFMANN, F. (1957): *Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz.* Eclogae geol. Helv. *50*/2, 289–322.

HOLLIGER, A. (1953): *Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern).* Diss. Basel, Manuskript.

– (1955): *Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern). Verkürzte Fassung der Inauguraldissertation.* Eclogae geol. Helv. *48*/1, 79–97.

HSU, K.J. (1959): *Flute- and Groove-Casts in the Prealpine Flysch. Switzerland.* Am. J. Sci. *257*, 529–536.

– (1960): *Paleocurrent Structures and Paleogeography of the Ultrahelvetic Flysch Basins, Switzerland.* Bull. Geol. Soc. Am. *71*/5, 577–610.

HUBERT, J.F. (1957): *Sedimentology of Prealpine Flysch Sequences, Switzerland.* J. Sed. Petr. *37*/3, 885–907.

KAUFMANN, F.J. (1860): *Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse.* Neue Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Naturw. *17*.

– (1886): *Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort.* Beitr. Geol. Karte Schweiz *24*.

KLEIBER, K. (1937): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone.* Eclogae geol. Helv. *30*/2, 419–430.

KUENEN, P.H. (1958): *Turbidity Currents Major Factor in Flysch Deposition.* Eclogae geol. Helv. *51*/3, 1009–1021.

KUENEN, P.H., & CAROZZI, A. (1953): *Turbidity Currents and Sliding in Geosynclinal Basins of the Alps.* J. Geol. *61*/4, 363–373.

LEMCKE, K., VON ENGELHARDT, W., FÜCHTBAUER, H. (1953): *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes.* Geol. Jb., Bh. *11*.

VAN DER LINDEN, W.J.M. (1963): *Sedimentary Structures and Facies Interpretation of some Molasse Deposits. Sense-Schwarzwasser Aera, Canton Bern, Switzerland.* Geologica Ultraiectina No. *12*.

LOMBARD, A. (1963): *Stratonomie des séries du Flysch.* Eclogae geol. Helv. *56*/2, 481–511.

LÜTHY, H., MATTER, A., NABHOLZ, W.K. (1963): *Sedimentologische Untersuchung eines temporären Quartäraufschlusses bei der Neubrügg nördlich Bern.* Eclogae geol. Helv. *56*/1, 119–145.

MARSAL, D. (1949): *Zur Methodik der Paläontologie. Die statistische Sicherung von Mittelwerten und Korrelationsziffern.* Neues Jb. Miner. Geol. Paläont., Abt. B., Mh. *8*, 248–256.

MATTER, A. (1964): *Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet.* Eclogae geol. Helv. *57*/2, 315–428.

MOLLET, H. (1921): *Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern).* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *47*/3.

VON MOOS, A. (1935): *Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *15*/2, 169–265.

MORNOD, L. (1949): *Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère) Molasse et bord alpin.* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *91*.

MUHEIM, F. (1934): *Die subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg.* Eclogae geol. Helv. *27*/1, 181–296.

MÜLLER, G. (1956a): *Die Schnellbestimmung des $CaCO_3/MgCO_3$-Anteils in karbonatischen tonarmen Gesteinen mit dem Dinatriumsalz der Äthylendiamintetraessigsäure (AeDTE)–ein wichtiges Hilfsmittel für die Geologie.* Neues Jb. Geol. Paläont., Mh. *7*, 330–344.

– (1956b): *Die Schnellbestimmung des $CaCO_3/MgCO_3$-Anteils in karbonatischen tonreichen Gesteinen mit dem Dinatriumsalz der Äthylendiamintetraessigsäure (AeDTE).* Neues Jb. Geol. Paläont., Mh. 8, 385–393.

NICOL, G. (1956): *Geologie der östlichen Stockhorn-Kette (Berner Oberland).* Diss. Bern.

PETTIJOHN, F.J. (1957): *Sedimentary Rocks (2nd ed.).* Harper, New York.

PETTIJOHN, F.J., & POTTER, P.E. (1964): *Atlas and Glossery of Primary Sedimentary Structures.* Berlin (Springer).

POTTER, P.E., & PETTIJOHN, F.J. (1963): *Paleocurrents and Basin Analysis.* Berlin (Springer).

RADOMSKI, A. (1961): *On Some Sedimentological Problems of Swiss Flysch Series.* Eclogae geol. geol. Helv. *54*/2, 451–459.

RENZ, H.H. (1937): *Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein.* Eclogae geol. Helv. *30*/1, 87–214.

RICHTER, M. (1940): *Die Gliederung der subalpinen Molasse.* Neues Jb. Miner. Beilageband, Abt. B, *83*/1, 1–45.

ROLLIER, L. (1911): *Révision de la stratigraphie et de la tectonique de la molasse au nord des alpes en général et de la molasse subalpine suisse en particulier.* Neue Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. *46*, 1. Abh.

RUTSCH, R.F. (1961): *Zur Paläogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz, 1. Teil.* Bull. Verein. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing. *28*/74, 27–32.

RUTSCH, R.F. (1962): *Zur Paläogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz, II. Teil.* Bull. Verein. Schweiz. Petrol.-Geol. u.- Ing. *28*/75, 13–24.

SAHU, B.K. (1964): *Depositional Mechanisms from the Size Analysis of Clastic Sediments.* J. sedim. Petrol. *34*/1, 73–83.

VON SALIS, K. (1967): *Geologische und sedimentologische Untersuchungen in Molasse und Quartär südöstlich Wolhusen (Entlebuch, Kt. Luzern).* Verh. natf. Ges. Luzern *21*, 1–106.

SCHERER, F. (1961): *Hystrichosphärideen und Dinoflagellaten aus der oligozänen, subalpinen Molasse des Entlebuchs und des Thunerseegebietes.* Bull. Verein. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing. *27*/73, 15–16.

– (1964): *Ostrakoden aus der subalpinen Oligozän-Molasse der Schweiz.* Bull. Verein. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing. *31*/80, 10–24.

– (1966): *Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eriz (Kt. Bern).* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *127.*

SCHNEIDER, A. (1959): *Bemerkungen zur aufgeschobenen Molasse zwischen Horw und Flühli im Anschluss an Kartierung im Jahre 1959.* Unveröffentlichtes Manuskript.

SPECK, J. (1953): *Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung.* Diss. Zürich.

STAUB, R. (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie.* Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. *69*/1.

STEHLIN, H.G. (1911): *Säugetierpaläontologische Bemerkungen zu einigen neueren Publikationen von Herrn Dr. Louis Rollier.* Eclogae geol. Helv. *11*, 476–483.

– (1922): *Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligozänen Molasse.* Eclogae geol. Helv. *16*/2, 575–581.

– (1938): *Über das Alter des Vaulruzsandsteins.* Eclogae geol. Helv. *31*/2, 293–296.

STYGER, G.A. (1961): *Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe.* Diss. Zürich.

TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps.* Bull. geol. Soc. Am. *71*, 843–907.

TRÜMPY, R., & BERSIER, A. (1954): *Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin.* Eclogae geol. Helv. *47*/1, 119–166.

TSCHACHTLI, B.S. (1941): *Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental-Saanen).* Diss. Bern.

VERNET, J. P. (1964): *Pétrographie sédimentaire des formations molassiques de la région de Bulle à Vevey.* Bull. Verein. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing. *31*/80, 25–32.

VAUGNAT, M. (1952): *Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique.* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *97.*

WENTWORTH, C.K. (1922): *A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments.* J. Geol. *30*, 377–392.

ZÖBELEIN, H.K. (1963): *Zur Biostratigraphie der gefalteten Molasse (Chattien/Aquitanien) im Süden des Oberen Zürichsees.* Bull. Verein. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing. *29*/77, 11–28.

GEOLOGISCHE KARTEN

BUXTORF, A., et al. (1916): *Geologische Vierwaldstättersee-Karte 1:50000 (Spezialkarte Nr. 66a).* Schweiz. Geol. Komm.

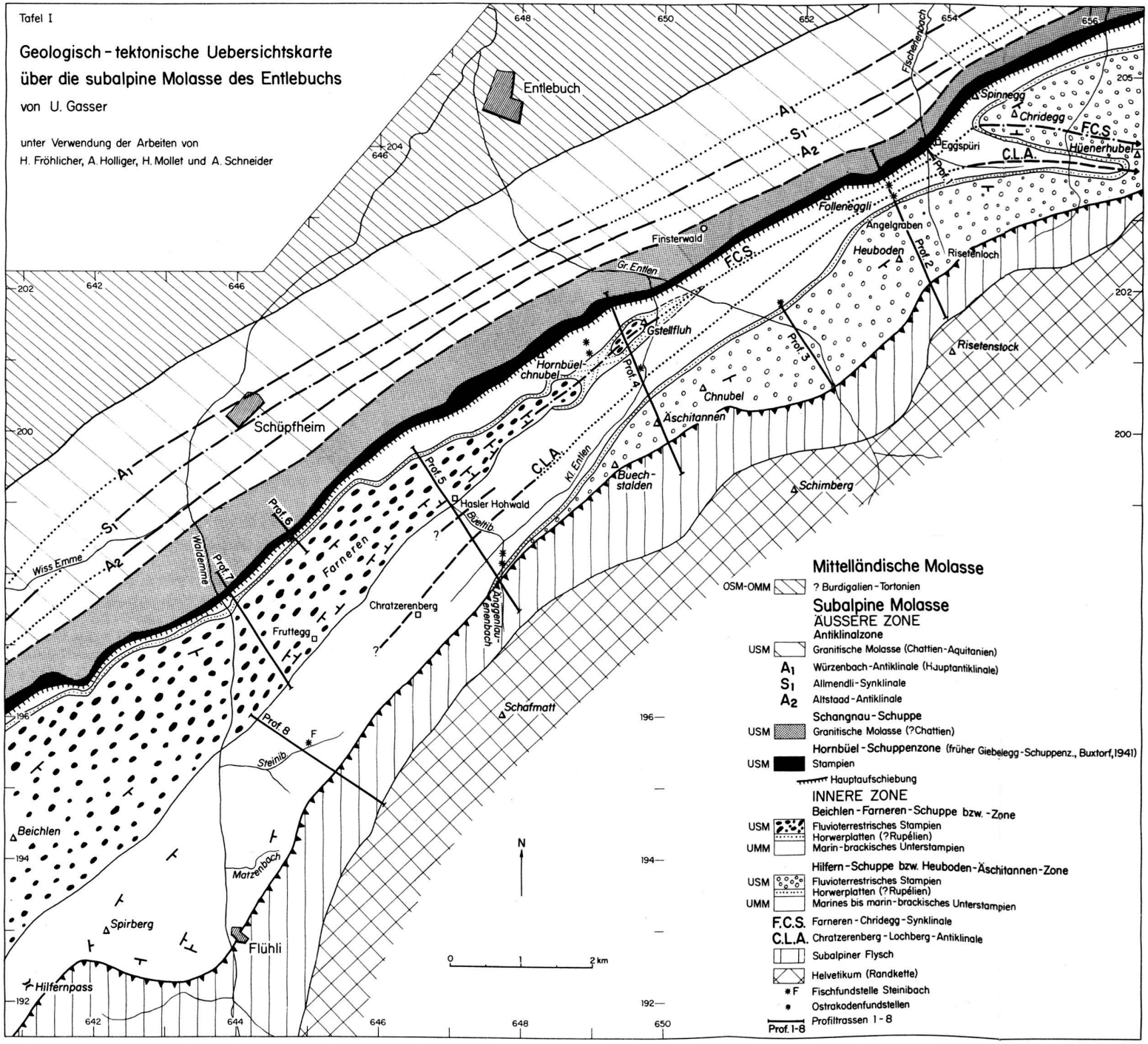
CHRIST, P. (1942): *Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blatt 2: Basel-Bern.* Schweiz. Geol. Komm.

FRÖHLICHER, H.: *Geologische Karte des Siegfriedblattes Schüpfheim 1:25000 (unveröffentlichtes Original).* Schweiz. Geol. Komm.

KAUFMANN, F. J., BALTZER, A., & MOESCH, C. (1887): *Geologische Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt XIII: Interlaken-Sarnen-Stans.* Schweiz. Geol. Komm.

KOPP, J., BENDEL, L., & BUXTORF, A. (1955): *Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 28: Luzern.* Schweiz. Geol. Komm.

MOLLET, H. (1921): *Geologische Karte des Schafmatt-Schimberg-Gebietes (Kt. Luzern), Spezialkarte Nr. 91.* Schweiz. Geol. Komm.


Tafel I
Geologisch-tektonische Uebersichtskarte
über die subalpine Molasse des Entlebuchs
von U. Gasser
unter Verwendung der Arbeiten von
H. Fröhlicher, A. Holliger, H. Mollet und A. Schneider
Entlebuch
Schüpfheim
Finsterwald
Gr. Entlen
Kl. Entlen
Gstellfluh
Hornbüel-chnubel
Äschitannen
Chnubel
Buech-stalden
Schimberg
Risetenstock
Risetenloch
Heuboden
Angelgraben
Folleneggli
Eggspüri
Spinnegg
Chridegg
Hüenerhubel
Fischetenbach
Hasler Hohwald
Beetlib
Juggenlauenbach
Chratzerenberg
Fruttegg
Farneren
Waldemme
Wiss Emme
Schafmatt
Steinib.
Beichlen
Matzenbach
Spirberg
Flühli
Hilfernpass
A1
S1
A2
F.C.S.
C.L.A.
Prof. 1
Prof. 2
Prof. 3
Prof. 4
Prof. 5
Prof. 6
Prof. 7
Prof. 8
N
0 1 2 km
Mittelländische Molasse
OSM-OMM ? Burdigalien-Tortonien
Subalpine Molasse
ÄUSSERE ZONE
Antiklinalzone
USM Granitische Molasse (Chattien-Aquitanien)
A1 Würzenbach-Antiklinale (Hauptantiklinale)
S1 Allmendli-Synklinale
A2 Altstaad-Antiklinale
Schangnau-Schuppe
USM Granitische Molasse (?Chattien)
Hornbüel-Schuppenzone (früher Giebelegg-Schuppenz., Buxtorf, 1941)
USM Stampien
Hauptaufschiebung
INNERE ZONE
Beichlen-Farneren-Schuppe bzw. -Zone
USM Fluvioterrestrisches Stampien
Horwerplatten (?Rupélien)
UMM Marin-brackisches Unterstampien
Hilfern-Schuppe bzw. Heuboden-Äschitannen-Zone
USM Fluvioterrestrisches Stampien
Horwerplatten (?Rupélien)
UMM Marines bis marin-brackisches Unterstampien
F.C.S. Farneren-Chridegg-Synklinale
C.L.A. Chratzerenberg-Lochberg-Antiklinale
Subalpiner Flysch
Helvetikum (Randkette)
F Fischfundstelle Steinibach
Ostrakodenfundstellen
Prof. 1-8 Profiltrassen 1-8