Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern

Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Luzern

Band: 21 (1967)

Artikel: Geologische und sedimentologische Untersuchungen in Molasse und Quartär südöstlich Wolhusen

Autor: Salis, Katharina von

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-523384

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: 11.08.2025

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

Geologische und sedimentologische Untersuchungen in Molasse und Quartär südöstlich Wolhusen

(Entlebuch, Kt. Luzern)

KATHARINA VON SALIS

Mit 27 Figuren und 6 Tabellen im Text sowie 1 Tafel (I)

INHALTSVERZEICHNIS

Verzeichnis der Figuren, Tabellen und der Tafel 5

Summary 7

Vorwort 9

Einleitung 11

1. Topographische Übersicht 11

2. Geologische Gliederung 11

3. Problemstellung 11

4. Bisherige Arbeiten 12

Tektonische Übersicht 13

Stratigraphie 16

1. Tertiär 16

1.1. Granitische Molasse (?Aquitanien) 16

1.2. Luzerner Sandstein (?Burdigalien) 18

1.2.1. Sedimentstrukturen im Luzerner Sandstein 22

1.3. Schüpferegg-Nagelfluh (?Helvétien) 32

1.4. Napf-Schichten (Tortonien) 34

1.4.1. Paläontologische Beschreibung der Fischreste in den Napf-Schichten 39

1.4.1.1. Familie Cyprinidae 39

1.4.1.2. Familie Cyprinodontidae 41

1.4.1.3. Familie Umbridae 44

1.4.1.4. Familie Serranidae 45

1.4.1.5. Familie Gobiidae 45

1.4.1.6. Ergebnisse der Untersuchungen an Fischresten 47

2. Quartär 51

2.1. Überblick über die bisherigen Untersuchungen 51

2.2. Pleistozän 52

2.2.1. Alt- und Mittelpleistozän 52

2.2.2. Jungpleistozän 57

2.2.3. Erratische Blöcke 59

2.3. Holozän 59

2.3.1. Frühholozän 59

2.3.2. Talböden und Bachschuttkegel 61

2.3.3. Bergstürze 61

2.3.4. Rutschungen 62

2.3.5. Torfmoore 62

2.4. Flußverlegungen 62

2.5. Quellen 63
2.5.1. Heilquellen 63

2.6. Nutzbare Ablagerungen 63
2.6.1. Bausteine 63
2.6.2. Schotter und Sande 64
2.6.3. Lehmlager 64
2.6.4. Kohle 64
2.6.5. Kalktuff 64
2.6.6. Gold 64
2.6.7. Eisenerz 65

Sedimentologische Untersuchungen 66

1. Tertiäre Nagelfluh 66

1.1. Die petrographische Analyse 67
1.1.1. Qualitative Bemerkungen 67
1.1.1.1. Kristalline Komponenten 67
1.1.1.2. Sedimentäre Komponenten 70
1.1.1.3. Schlußfolgerungen aus der qualitativen Geröllanalyse 72
1.1.2. Quantitative Zusammensetzung 73

1.2. Die mechanische Geröllanalyse 77

1.3. Ergebnisse der Geröllanalyse 79

2. Tertiäre Sandsteine 82

2.1. Karbonatbestimmungen 83
2.1.1. Ergebnisse der Karbonatbestimmungen 83
2.2. Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen 85
2.2.1. Methodik 85
2.2.2. Ergebnisse der Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen 86

2.3. Korngrößenanalysen 88

2.3.1. Methodik 88
2.3.2. Ergebnisse der Korngrößenanalysen 88

2.3.2.1. Nomenklatur 88
2.3.2.2. Die Entwicklung der Kornverteilung 90
2.3.2.3. Die Sortierung der Sandsteine 90

2.4. Die Tonminerale 91
2.4.1. Mineralbestand der Fraktion $< 2\ \mu$ 91

3. Quartäre Ablagerungen 94

Literaturverzeichnis 100

Geologische Karten 107

VERZEICHNIS DER FIGUREN, TABELLEN UND DER TAFEL

Fig. 1 Tektonische Übersichtskarte.

Fig. 2 Buckelfährten von *Isopodichnus* BORNEMANN im Luzerner Sandstein der Rümligschlucht.

Fig. 3 Trogförmige Schrägschichtung an einem gesägten Handstück. Luzerner Sandstein in der Rümligschlucht.

Fig. 4 Kreuzschichtung in zwei Größenordnungen an einem vom Rümlig geschliffenen Schichtkopf des Luzerner Sandsteins.

Fig. 5 Detailskizze von Rippelquerschnitten auf Kreuzschichtung. Luzerner Sandstein in der Rümligschlucht.

Fig. 6 Querschnitt durch Rippeln, die sich bei kontinuierlicher Materialzufuhr bildeten. Luzerner Sandstein in der Rümligschlucht.

Fig. 7 Strömungsstreifung. Spaltfläche parallel den Schichtflächen im Luzerner Sandstein der Rümligschlucht.

Fig. 8 Belastungsmarken auf einer Schichtunterseite des Luzerner Sandsteins der Rümligschlucht.

Fig. 9 Flammenstruktur. Luzerner Sandstein in der Rümligschlucht.

Fig. 10 Flammenstruktur. Luzerner Sandstein in der Rümligschlucht.

Fig. 11 Schlundzähne von Cypriniden und Otolithen von Cyprinodontiden.

Fig. 12 Otolithen von Cyprinodontiden, Umbriden und Serraniden.

Fig. 13 Otolithen von Gobiiden.

Fig. 14 Karte der quartären Schotter-, Lehm- und Sandablagerungen, der Würmmoränen und der Gletscherausdehnung zur Würmeiszeit.

Fig. 15 Profile durch das Untersuchungsgebiet zur Illustration der Talgeschichte.

Fig. 16 Verformungsstruktur (Ballenstruktur?) in sandig-lehmigen Ablagerungen der Entlebuchschotter.

Fig. 17 Die zeitliche Entwicklung der verschiedenen Gerölltypen der Nagelfluh.

Fig. 18 Die zeitliche Entwicklung des Kristallingehalts der Nagelfluh.

Fig. 19 Geröllgrößenverteilung der Nagelfluh im Rümligquerschnitt in Stückprozenten der Fraktion > 16 mm.

Fig. 20 Karte des primären Alpenreliefs, der oligozänen und miozänen Flußsysteme über den heute aufgeschlossenen tektonischen Einheiten und dem jetzigen Flußnetz.

Fig. 21 Karbonatgehalt, Median, Sortierungskoeffizient, Schwermineralgehalt und Kalzit/Dolomit-Verhältnis der Sandsteine von der obersten Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten im Rümligprofil.

Fig. 22 Karbonatgehalt, Median, Sortierungskoeffizient, Schwermineralgehalt und Kalzit/Dolomit-Verhältnis und Leichtmineralverteilung eines Profils durch den oberen Teil der Basismergelzone der Napf-Schichten.

Fig. 23 Karbonatgehalt, Median, Sortierungskoeffizient, Schwermineralgehalt, Kalzit/Dolomit-Verhältnis und Leichtmineralverteilung eines Profils in den Napf-Schichten.

Fig. 24 Karbonatgehalt, Median, Sortierungskoeffizient, Schwermineralgehalt, Kalzit/Dolomit-Verhältnis und Leichtmineralverteilung eines Profils im Schofgraben in den Napf-Schichten.

Fig. 25 Die Entwicklung der Leichtmineralverteilung und der Korngrößenverteilung der Sandsteine von der obersten Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten im Rümligprofil.

Fig. 26 Die untersuchten Proben im Grunddiagramm Sand-Ton-Karbonat.

Fig. 27 Karbonatgehalt, Median, Sortierungskoeffizient, Schwermineralgehalt und Kalzit/Dolomit-Verhältnis eines temporären Quartäraufschlusses in den Entlebuchschottern.

Tab. 1 Überblick über die nachgewiesenen Fischarten und ihre Verteilung über die einzelnen Fundpunkte.
Tab. 2 Verzeichnis der Lokalitäten sämtlicher gezählter Nagelfluhproben.
Tab. 3 Zusammensetzung der Nagelfluh des Rümligprofils.
Tab. 4 Röntgenreflexe des Illits.
Tab. 5 Die Mineralgehalte der dekarbonatisierten Proben in %.
Tab. 6 Zusammenstellung der Resultate aller an den Sandsteinen ausgeführten Untersuchungen.

Tafel I Geologische Karte des Gebietes südöstlich Wolhusen 1 : 25 000.

SUMMARY

Stratigraphic Results

The region examined lies between Entlebuch, Wolhusen and Schachen (about 15 km W Lucerne). The stratigraphic units exposed in this region are Molasse and Quaternary deposits. The Molasse includes of the following lithostratigraphic units (from base to top):

The *Granitic Molasse.* It consists mainly of coarse sandstones and sandy marls with scarce thin conglomerate layers and pebbly strings.

The *Luzerner Sandstone,* which is built up by bluish-grey thin-bedded sandstones, few marly layers, two beds of fresh-water limestone, rare pebble strings and a basal conglomerate horizon. Ripple marks, cross bedding and molluscs found in this unit indicate a brackish sedimentary environment.

The *Schüpferegg Conglomerate.* It is composed chiefly of conglomerates with few sandstone and marl intercalations.

The *Napf-Schichten.* They are characterized by alternating thick and thinbedded conglomerates, sandstones and marls of about equal distribution.

The *Granitic Molasse* is considered to be of Aquitanian age (Lower Fresh-water Molasse), the Luzerner Sandstone of Burdigalian age (Upper Marine Molasse) and the Schüpferegg Conglomerate of Helvetian age. The Napf-Schichten could be determined as Tortonian (Upper Fresh-water Molasse), on evidence of a mammalian fauna. A fish fauna found in this unit, represented by otoliths and teeth, shows relationships to forms encountered in Aquitanian beds of the Oberrheingraben. The euryhaline, marin-brackish forms at base are gradually replaced upwards by remains of fresh-water fishes. Within the upper part of the unit, a pure fresh-water fauna occurs.

Quaternary: The area investigated was in parts covered during all glaciation periods but was covered completely by Riss glaciers, as Reuss-Aare-, Waldemme-, Entlen-glacier and a local glacier of the northern slope of the Pilatus. In consequence of the glaciation the direction of the rivers Kleine Emme, Entlen, Fischenbach and Rümlig changed several times.

Sedimentologic Results

The qualitative analysis of components of conglomerates is well in concordance with results of earlier studies, especially those of SPECK (1953) and MATTER (1964). According to these results, the Simmen nappe as the western equivalent of the Err-Bernina nappe, the Klippen nappe and the Schlierenflysch are regarded as source areas for the conglomerates investigated (Lower Fresh-water Molasse, Upper Marine Molasse, Upper Fresh-water Molasse). The quantitative analysis reflects a linear diminution of cristalline components from the lower unit (Granitic Molasse) to the upper one (Napf-Schichten), displaying a secondary maximum at bas of the latter. During the said period, the content of quartz and the total content of carbonate of the sandstones are slightly increasing while the content of feldspar is decreasing. For heavy minerals, primarily epidote and garnet, no trend could be observed. Grain size analysis of sandstones from the Granitic Molasse and the Luzerner Sandstone indicate — together with other criteria — the transgression of the Burdigalian sea (Upper Marine Molasse).

VORWORT

Diese Arbeit wurde im Sommer 1962 auf Anregung der Herren Professoren Dr. J. CADISCH und Dr. W. NABHOLZ begonnen. Den ersten Feldsommer benützte ich neben ersten Begehungen im Untersuchungsgebiet zu Streifzügen durch das Napfgebiet und die Subalpine Molasse gegen Luzern zu. Die Kartierung des engeren Untersuchungsgebietes erfolgte in den Jahren 1963 und 1964. Die sedimentologischen Untersuchungen konnten im sedimentologischen Labor am Geologischen Institut der Universität Bern durchgeführt werden.

Zum Abschluß meines Geologiestudiums mit dieser Dissertation möchte ich all jenen herzlich danken, die mit ihrem Rat und ihrer Hilfe zum Zustandekommen dieser Arbeit beigetragen haben: Besonders meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. W. NABHOLZ für das Interesse, das er meiner Dissertation stets entgegengebracht hat und für seine Anregungen bei deren Ausarbeitung.

Herrn Prof. Dr. W. WEILER (Worms), der mich in Worms in die Bestimmung von Otolithen einführte und auch zum betreffenden Manuskriptteil viele Anregungen gab.

Herrn Dr. ALLEMANN für die Bestimmung der Mikrofossilien in den Nagelfluhgeröllen.

Herrn Dr. J. HÜRZELER (Basel), der die gefundenen Säugetierzähne bestimmte.

Herrn Dr. H. JÄCKLI (Zürich) für die Durchsicht und Kritik des Quartärabschnittes.

Herrn Prof. Dr. J. KLAUS (Fribourg), der mich in die Mikropaläontologie einführte.

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

Herrn Dr. K. MÄDLER (Hannover) für die Bestimmung der Charophyten.

Herrn Dr. A. MATTER, meinem Gebietsnachbarn, für gemeinsame Begehungen in unseren Dissertationsgebieten und seine Ratschläge im Labor und bei der Ausarbeitung dieser Arbeit.

Herrn Dr. H. J. OERTLI (Pau), der die gefundenen Ostrakoden bestimmte.

Herrn Dr. TJ. PETERS, der mich in die Tonmineralogie einführte und der den Palygorskitfund mineralogisch bearbeitete.

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

Allen meinen Studienkameraden am Institut, vor allem meinem Gebietsnachbarn URS GASSER, für manche lehrreiche Diskussion.

Der Familie KURMANN in Schachen, deren Gastfreundschaft ich während der Feldarbeiten genießen durfte.

Der Stiftung AMREIN-TROLLER, Gletschergarten Luzern, sowie dem Vorstand der Naturforschenden Gesellschaft Luzern für ihre großzügige finanzielle Unterstützung bei der Drucklegung.

Mein größter Dank gilt meinen lieben Eltern, die mir mein Studium ermöglichten.

EINLEITUNG

1. Topographische Übersicht

Das untersuchte Gebiet umfaßt die Landschaft südöstlich Wolhusen im luzernischen Entlebuch. Es wird im Süden und Osten durch den Kartenrand des Blattes 1149, Wolhusen, der Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000 begrenzt, während im Westen und Norden der Lauf der Kleinen Emme die Kartiergrenze bildete. Als topographische Unterlage zur Kartierung benützen wir den Übersichtsplan 1 : 10 000 der Schweizerischen Grundbuchvermessung. Die Toponomie ist der obgenannten Landeskarte entnommen.

2. Geologische Gliederung

Am geologischen Aufbau unseres Gebietes ist vor allem die sogenannte äußere Zone der Subalpinen Molasse (BAUMBERGER 1925) beteiligt, die hier allmählich in die mittelländische, flachliegende Molasse übergeht. Als älteste Formation finden wir, nur am Rümlig gut aufgeschlossen (vgl. Tafel I), die Granitische Molasse, die mit Vorbehalt als ?Aquitanien zur Unteren Süßwassermolasse gestellt wird. In normaler Überlagerung bilden die steilstehenden, harten Gesteine des Luzerner Sandsteins und die Nagelfluhbänke der Schüpferegg-Nagelfluh, die als ?Burdigalien und ?Helvétien die Obere Meeresmolasse vertreten, markante, südwest-nordoststreichende Hügelzüge, die vom Rümlig in einer Schlucht durchbrochen werden. Die Obere Süßwassermolasse ist durch Tortonien vertreten, in der Ausbildung der Napf-Schichten, die meist unterteilt werden in eine Basismergelzone und die eigentlichen Napf-Schichten.

Quartäre Ablagerungen bestimmen größtenteils den Charakter der Landschaft: die Täler der Kleinen Emme und des vorderen Fischenbaches, den Rücken der Bramegg und die Hänge nordwestlich Schwarzenberg. Auch hier treten jedoch hin und wieder Nagelfluhrippen hervor, und es zeigt sich, daß die Quartärablagerungen nur das tertiäre Relief abbilden.

3. Problemstellung

Die geologische Kartierung unseres Gebietes bildete die Grundlage für die sedimentologischen Untersuchungen. Das Ziel der sedimentologischen Untersuchungen war, die von MATTER (1964) neuerdings aufgestellte Gliederung der miozänen Molasseablagerungen im luzernischen Entlebuch bei Schüpfheim nordostwärts ins Gebiet des Rümligs zu verfolgen. Unser Gebiet liegt randlicher im miozänen Schuttfächer des Napfs als dasjenige von MATTER. Es galt nun abzuklären, ob diese schon im Feld beobachtbare Tatsache durch sedimentologische Untersuchungen erfaßt werden kann. Dabei wurde, um einen späteren Vergleich der Molassearbeiten aus dem Entlebuch zu erleichtern, mit wenigen Ausnahmen mit derselben Methodik gearbeitet, die MATTER (1964) in seiner Dissertation ausführlich beschrieben und diskutiert hat.

Eine besondere Bearbeitung erfuhr außerhalb der vorliegenden Veröffentlichung ein Palygorskitfund bei Wolhusen (PETERS und VON SALIS 1965). Der Beschreibung von Fischresten (Cyprinidenschlundzähnen und Otolithen) aus den Napf-Schichten wurde ein Kapitel anschließend an den entsprechenden stratigraphischen Teil dieser Arbeit gewidmet.

4. Bisherige Arbeiten

Bisher wurde unser Gebiet noch keiner eingehenden geologischen Bearbeitung unterzogen. Erste Angaben über Mineralien und Gesteine des Entlebuchs finden wir bei Pfarrer X. SCHNIDER von Wartensee (1783). STUDER (1825, 1853) verdanken wir viele geologische Beobachtungen und Überlegungen allgemeiner Art. Später hat sich KAUFMANN (1860, 1872, 1886) vorübergehend mit unserem Gebiet beschäftigt und auch die erste geologische Karte aufgenommen (1872). Auf seine Beobachtungen greifen alle Arbeiten späterer Autoren, die unser Gebiet meist nur kurz erwähnen, zurück. KAUFMANN hat die Subalpine Molasse von Luzern her in unser Gebiet verfolgt und schon damals den Fazieswechsel des Luzerner Sandsteins und der marinen Rotsee-Schichten gegen das fluviatile Nagelfluhzentrum des Napfs erkannt. Die Tektonik und Stratigraphie der Molasse zwischen Luzern und der Großen Emme waren Gegenstand der Untersuchungen von MOLLET (1921), BAUMBERGER (1925, 1929, 1931), LIECHTI (1928), FRÖHLICHER (1933) und MATTER (1964). RENZ faßte in seiner 1937 erschienenen Arbeit über die Subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein die früheren Beobachtungen zusammen und stellte weitgefaßte Vergleiche an.

Sedimentologisch wurde im Entlebuch von FÜCHTBAUER (1958, 1964) und MATTER (1964) gearbeitet, ferner von U. GASSER, der seine Untersuchungen noch nicht abgeschlossen hat.

Arbeiten über die quartären Ablagerungen und die Morphologie von Teilen unseres Gebietes, vor allem des Tales der Kleinen Emme, wurden von O. FREY (1906), ANTENEN (1910, 1924) und STEINER (1926) verfaßt. KOPP (1951) beschrieb die Gletscherstausee-Ablagerungen von Kriens und Littau, die sich bis in unser Gebiet erstreckten und wies in den Erläuterungen zu Blatt Luzern des geologischen Atlas der Schweiz verschiedentlich auf unser Gebiet hin. Weitere Hinweise finden sich im Kapitel über das Quartär.

Tektonische Übersicht

Die tektonische Übersichtskarte (Fig. 1) gibt Auskunft über die Lage des untersuchten Gebietes. Es umfaßt als älteste Schichten diejenigen der Granitischen Molasse, doch beschäftigen wir uns im folgenden nur mit der Tektonik der jüngeren Schichten, die zur sogenannten äußeren Zone der Subalpinen Molasse, das heißt zur nicht aufgeschobenen Subalpinen Molasse gehören. Die Untersuchungen von URS GASSER, der zur Zeit den komplizierten Bau der Granitischen Molasse und der überschobenen stampischen Zone im Süden unseres Gebietes bearbeitet, werden hier neue Resultate bringen, wo wir nur Altbekanntes wiederholen könnten.

Die Grenzfläche Luzerner Sandstein/Granitische Molasse fällt bei Escholzmatt mit 50° NNW, bei Schüpfheim mit 55° NNW, steht bei Haselegg saiger (MOLLET 1921) und ist östlich des Rümligs bis zum Sonnenberg bei Luzern leicht überkippt. Vom Liegenden zum Hangenden nimmt das Nordnordwestfallen langsam ab, beträgt am Rümlig an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh noch 63° (80°) und in der Basismergelzone der Napf-Schichten 30° (75°, 45°). Die Werte in Klammern wurden am oberen Rand der Rümligschlucht gemessen (vgl. Tafel I; die Umbiegung von den steiler stehenden Schichten oben zu den flacher liegenden unten kann besonders schön vom Füliloch aus gesehen werden). Die Napf-Schichten biegen in unserem Gebiet in der Farnbüel-Synklinale zur Bramegg-Antiklinale um, die schon von KAUFMANN (1872: 237) beobachtet worden war.

Gegen Osten verflacht sich nach KOPP (1962b) die Bramegg-Antiklinale bei Huobhof (ca. 2,2 km NW Littau) im sanft abfallenden Nordschenkel der «Hauptantiklinale». Gegen Südwesten glaubte FRÖHLICHER (1933) einen westlichen Ausläufer der Bramegg-Antiklinale bis ins Gebiet nördlich von Escholzmatt verfolgen zu können. MATTER (1964: 342) konnte bei seinen Untersuchungen nördlich Schüpfheim nicht sicher entscheiden, ob dort noch ein Ausläufer der Bramegg-Antiklinale hinreicht und bezweifelt die Auffassung von FRÖHLICHER. MOLLET (1921: 50) erwähnt, daß nordöstlich von Entlebuch im Feldwald (500 m südwestlich Rengg) die Schichten des Helvétien auffallend flach liegen. Es gelang uns nicht, die Bramegg-Antiklinale als solche bis ans SW-Ende unseres Gebietes durch zu verfolgen. Von der Rotenflue zur Rengg verflacht sie allmählich zu einem flachen Buckel am Nordschenkel der «Hauptantiklinale». Die Bramegg-Antiklinale hat ein leichtes Axialgefälle nach Nordosten, ebenso die Farnbüel-Synklinale, welche die Bramegg-Antiklinale von der «Hauptantiklinale» trennt.

Die Bramegg-Antiklinale ist demnach nur jenem Auschnitt der «Hauptantiklinale» nordnordwestlich vorgelagert, in welchem der Luzerner Sandstein überkippt ist. Beidseitig außerhalb dieses Abschnitts flacht die Bramegg-Antiklinale aus. Dieser Befund weist darauf hin, daß das Auftreten der Bramegg-Antiklinale vom Grad der Steilstellung des Nordschenkels der «Hauptantiklinale» (oder umgekehrt) abhängig ist. Warum aber entstand diese Vorlandfalte — denn als solche ist die Bramegg-Antiklinale zu bezeichnen — gerade hier? Sicher waren es verschiedene Faktoren, deren Zusammentreffen ihre Entstehung ermöglichten und sie zugleich

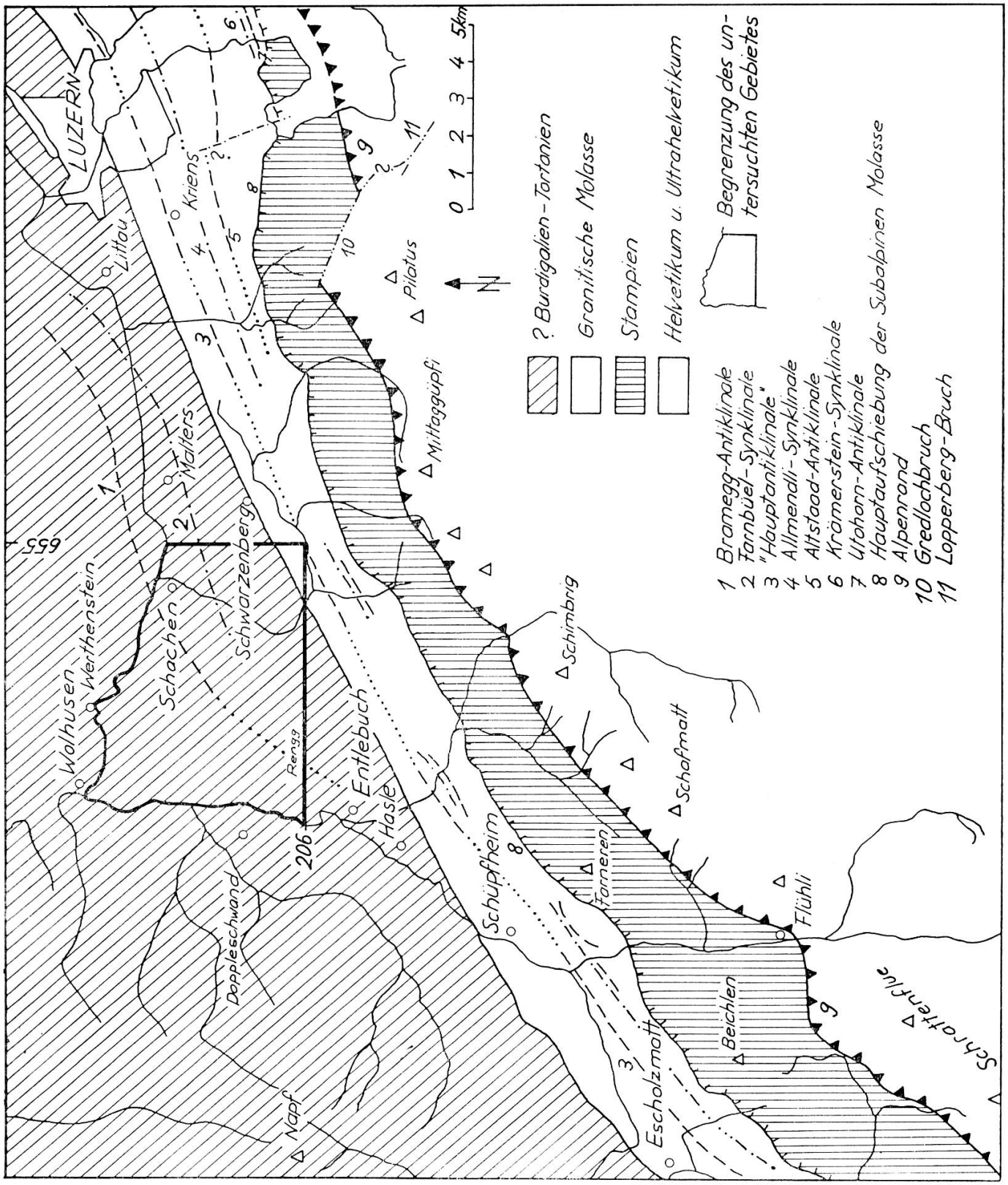


Fig. 1 Tektonische Übersichtskarte (zusammengestellt unter Verwendung der Arbeiten von: A. BUXTORF, H. FRÖHLICHER, A. HOLLIGER, J. KOPP, W. LIECHTI, A. MATTER, H. MOLLET, F. ROESLI).

auf diesen Bereich beschränkten. Wir haben versucht, einige Fakten zusammenzustellen, um uns darüber ein Bild machen zu können. Die Mächtigkeit des Luzerner Sandsteins nimmt von Luzern her ab (tektonisch, durch die stärkere Zusammenpressung als bei Luzern), und der Luzerner Sandstein geht gegen Escholzmatt in Nagelfluh über. Auch die Mächtigkeit der Schüpferegg-Nagelfluh nimmt von SW nach NE ab (tektonisch und auch primär). Die Mächtigkeit des Tortoniens nimmt gegen den Nagelfluhschüttungsrand, an dem die gefaltete Zone liegt, ab. Nach der Karte und den Profilen (1955, 1962b) von Kopp, reichte die Nagelfluhschüttung im Tortonien nicht über die Ausflachung der Bramegg-Antiklinale bei Huobhof hinaus. Dies war die Ausgangslage für die in der Endphase der alpinen Orogenese einsetzende Faltung und Aufschiebung der alpennahen Molasse durch die helvetische Randkette.

Die Granitische Molasse wurde in diesem Abschnitt stärker eingeengt und hochgepreßt als in den Gebieten bei und östlich Luzern und gegen den Napf zu. Die stampische Molasse ihrerseits wurde hier weit auf die Granitische Molasse aufgeschoben. Das Helvetikum und Ultrahelvetikum wurde südwestlich Luzern längs einer Blattverschiebung (Gredlochbruch nach Kopp 1962b) nach NW vorgeschoben. Der Verschiebungsbetrag beträgt nach Kopp (1962b: 24) 800—900 m. Der Gredlochbruch verläuft parallel zum Lopperberg-Bruch (vgl. Fig. 1) und ist vermutlich dessen nordwestliche Fortsetzung (Fig. 1 in Roesli 1967; Kopp 1962b). Das Vorprellen der alpinen Decken längs dieser Blattverschiebung hatte eine stärkere Zusammenpressung der vorgelagerten Molasse zur Folge, wo es deshalb zur Bildung der Bramegg-Antiklinale kam.

Große Brüche konnten wir in unserem Gebiet nicht feststellen, doch finden sich etliche kleine Brüche, vor allem in der Schüpferegg-Nagelfluh und in den Napf-Schichten. Sie sind stets nur auf wenige Meter verfolgbar und ihre Sprunghöhe beträgt höchstens einige Dezimeter. Verstellungen, die auch das Quartär erfaßten, konnten wir nicht beobachten.

Stratigraphie

1. TERTIÄR

Aus dem Studium der bisherigen Arbeiten geht hervor, daß die Stratigraphie der Molassegesteine zwischen Entlebuch und Luzern auch heute noch nicht als gesichert angesehen werden kann. Dies wird verständlich, wenn man die Ablagerungsbedingungen dieser Sedimente bedenkt: Aufschüttung von Delten durch die aus den sich bildenden Alpen in die Molassesenke mündenden Flüsse. Wenn unser Gebiet auch nicht mehr im Zentrum des Napfschuttfächers liegt, sondern an dessen östlichem Rand, so machen sich die Senkungen des Vorlandes, die Hebungen im Rückland und die wechselnde Stoßkraft der Flüsse doch durch schnelle Fazieswechsel bemerkbar. Die Fazies ändert sowohl horizontal wie vertikal auf kurze Distanz. Wir finden terrestrische, fluviatile, limnische, brackische und marine Ablagerungen.

Trotz eifriger Fossilsuche und Bearbeitung des gefundenen Materials, konnten wir zur Biostratigraphie der Molasseablagerungen nur wenige neue Beiträge liefern und deshalb zur geochronologischen Einstufung der lithologischen Formationen nicht prinzipiell Neues beitragen. Wir setzen daher die üblichen Stufenzuteilungen mit Ausnahme des gesicherten Tortoniens mit vorgesetztem Fragezeichen.

Lithostratigraphische Einteilung

In normaler Folge sind im Untersuchungsgebiet von Südosten gegen Nordwesten folgende Formationen aufgeschlossen:

1.4.	Napf-Schichten (KAUFMANN 1872: 235, 340)	Tortonien	Miozän
1.3.	Schüpferegg-Nagelfluh (MATTER 1964: 30)	? Helvétien	Miozän
1.2.	Luzerner Sandstein (KAUFMANN 1860: 118)	? Burdigalien	Miozän
1.1.	Granitische Molasse (STUDER 1853: 348)	? Aquitanien	Oligozän

1.1. Granitische Molasse (? Aquitanien, Untere Süßwassermolasse)

Verbreitung: die Granitische Molasse nimmt nur die südöstliche Ecke des Untersuchungsgebietes ein, in einer Mächtigkeit von etwa 600 m, während deren Gesamtmächtigkeit über 1000 m beträgt.

Abgrenzung: das normale Liegende der Granitischen Molasse ist auch südlich

unseres Gebietes nicht aufgeschlossen, da es von einer stampischen Schuppe überfahren wurde. Das Hangende, der Luzerner Sandstein, transgrediert mit einem wenige Dezimeter mächtigen Konglomerat über kalkig-dolomitische Tonsandsteine, die in ihrer Ausbildung dem Luzerner Sandstein schon sehr nahe stehen, die wir aber noch zur Granitischen Molasse zählen.

Lithologie: über die sedimentologischen Untersuchungen an Gesteinen der Granitischen Molasse und der jüngeren Formationen wird im Kapitel «Sedimentologische Untersuchungen» berichtet. Die Granitische Molasse, nur im Rümlig und seinen Seitenbächen fast durchgehend aufgeschlossen, besteht hier vor allem aus grob- und feinkörnigen, kalkigen Sandsteinen, bunten sandigen Mergeln, Geröllschnüren in Sandsteinen und wenig mächtigen Nagelfluhbänken. Die *Nagelfluh* der Granitischen Molasse ist bunt; ihr Kristallanteil ist mit 74 % der höchste, den wir während unseren Untersuchungen fanden. Hauptkomponenten sind rote, grüne und helle Granite und Gneise. Nagelfluheinlagerungen sind selten und dann nur wenig verkittet. In vielen Sandsteinbänken findet man Geröllschnüre, deren Zusammensetzung nicht wesentlich von der der Nagelfluhbänke abweicht. Die *Sandsteine,* deren grob gebankter, graugrüner Varietät die Granitische Molasse ihren Namen verdankt, sind durchschnittlich karbonatärmer als die der jüngeren Schichten. Die gröberen verwittern sehr leicht zu Grus, während die feineren und zugleich karbonatreicheren die härtesten Gesteine dieser Schichten bilden. Schon morphologisch läßt sich feststellen, daß die Granitische Molasse vorwiegend aus weichen, leicht verwitternden Gesteinen besteht. Gegen das Hangende verschwinden die typischen granitischen Sandsteine, und an ihre Stelle treten sandige Mergel und plattige, feinere kalkige Sandsteine, die den Luzerner Sandsteinen schon sehr ähnlich sind. Sowohl die Sandsteine wie vor allem auch die sandigen Mergel sind oft auffällig rot, violett, gelb, braun, schwarz oder graublau gefärbt. Die Buntheit der Granitischen Molasse wird von allen Bearbeitern der Nachbargebiete sowie der Zentral- und Ostschweiz beschrieben.

Fossilinhalt: die Granitische Molasse ist auch hier, wie im übrigen Entlebuch, sehr fossilarm. Außer einigen tektonisch gelängten Gastropoden, deren Erhaltungszustand keine genaue Bestimmung zuläßt, fanden wir weder Makro- noch Mikrofossilien. Diese einzige Fossilfundstelle in der Granitischen Molasse unseres Gebietes liegt in einem Seitenbach des Rümligs, auf ca. 770 m, 150 m östlich vom Gängghüsli (vgl. Tafel I).

Alter: hier, wie auch in den angrenzenden Gebieten, konnte der eindeutige Beweis, daß die Granitische Molasse ins Aquitanien zu stellen sei, noch nicht erbracht werden. Die Granitische Molasse wurde seinerzeit von BAUMBERGER (in FRÖHLICHER 1933) aufgrund der von FRÖHLICHER bei Escholzmatt gefundenen aquitanen (?) Leitform *Triptychia (Triptychia) antiqua* (ZIETEN) 1830 im Entlebuch ins Aquitanien gestellt.

Lagerung und Tektonik: die Granitische Molasse zeigt in unserem Gebiet sehr steile bis überkippte Lagerung. Das Streichen kann auf 200 m Horizontaldistanz bis 40° variieren und beträgt 220—260°. Das Fallen wechselt von saiger zu leicht Nord oder Süd. Dies und die zahlreichen mit Kalzit verheilten Klüfte weisen auf die tektonischen Vorgänge, die sich hier abspielten: Hebung, Steilstellung, Zusam-

menschub und schwache Zerrung bei der schwachen Faltung. Der komplizierte tektonische Bau der Granitischen Molasse wird zur Zeit von U. GASSER bearbeitet, der u. a. anhand von Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen sowie Karbonatbestimmungen die schon oft diskutierten tektonischen Komplikationen zu lösen versucht.

Paläogeographie: über die Ablagerungsbedingungen der Granitischen Molasse läßt sich folgendes sagen: die aus den sich bildenden Alpen austretenden Flüsse transportierten deren Verwitterungsprodukt in den sich langsam senkenden Molassetrog. Nach STAUB (1934) dürfte es sich dabei für unser Gebiet um einen Fluß handeln, welcher der Maggia- und Haslidepression folgte, südlich des Entlebuchs ins Molassebecken mündete und dort seine Schuttmassen ablagerte («Ur-Aare», siehe auch HOFMANN 1960 und FÜCHTBAUER 1954, 1964). Die geringe Mächtigkeit der locker gepackten Nagelfluhbänke und das Auftreten von Geröllschnüren sprechen nach FÜCHTBAUER (1964) für eine Ablagerung in einem ruhigen Fluß mit gleichmäßigem Gefälle.

Im Westen unseres Gebietes nehmen die Nagelfluheinlagerungen in der Granitischen Molasse besonders gegen das Hangende hin an Mächtigkeit und an Festigkeit zu. Diese Entwicklung geht auch im Luzerner Sandstein weiter, der gegen Westen zu nagelfluhreicher wird. Gegen Osten bleibt der nicht überschobene Teil der Granitischen Molasse bis Luzern fast geröllfrei. Im überschobenen Teil dagegen, dessen Ablagerungsgebiet näher den Alpen lag, nimmt der Anteil an Nagelfluh erwartungsgemäß zu (Profile in KOPP 1962b). Wir haben also hier die Nagelfluhen im «Rückland» der gleichaltrigen Sandsteinmassen. Im Entlebuch sind diese Nagelfluhen nicht aufgeschlossen. Sie wurden, wenn überhaupt vorhanden, von Rupélien überfahren.

Unser Gebiet lag nördlich der alpennächsten Ablagerungsgebiete, die vermehrt von Nagelfluhschüttungen erreicht wurden. Es lag aber noch südlich der Zone, in der FÜCHTBAUER (1958, 1964) einen vom Napfgebiet nordostwärts verlaufenden, beckenparallelen Sandtransport feststellen konnte, der bei München in das oligozäne Meer mündete. Typisch limnische Bildungen konnten keine gefunden werden. Die Materialzufuhr und -umlagerung waren offenbar zu stark, um die Bildung von Süßwasserkalken und Torf-Kohle zu erlauben.

1.2. Luzerner Sandstein (? Burdigalien, Obere Meeresmolasse)

Verbreitung: Der Luzerner Sandstein bildet, nordnordwestlich an die Granitische Molasse anschließend, einen schmalen Streifen in der südöstlichen Kartenecke unseres Gebietes (vgl. Tafel I).

Abgrenzung: Im Hangenden der oben besprochenen Granitischen Molasse finden wir den Luzerner Sandstein. An seiner Basis liegt eine kleine Erosionsrinnen füllende Konglomeratbank von 0—40 cm Mächtigkeit. Zwischen den Geröllen dieser Bank fanden wir vereinzelte Muschelschalen und -steinkerne, die leider nicht näher zu bestimmen sind. Die Abgrenzung gegen die hangende Schüpferegg-Nagelfluh ist schwieriger. MATTER (1964) hat die früheren Arbeiten über die Gliederung der

Oberen Meeresmolasse zwischen Luzern und Langnau zusammengefaßt, diskutiert und die entsprechende Literatur angegeben. Wir begnügen uns daher mit einigen Hinweisen und Beobachtungen im eigenen Gebiet. Der typische Luzerner Sandstein, in seiner plattigen Ausbildung wie er in Luzern ansteht, ist auch in unserem Gebiet noch in dieser Ausbildung vorhanden. Erst weiter westlich nimmt die Nagelfluh an Wichtigkeit zu, und gleichzeitig werden die Sandsteine mergeliger. Wir können in unserem Gebiet gegen das Hangende zu eine Vermergelung der Schichten feststellen. Diese Schichten werden abgeschnitten durch eine über 10 m mächtige Nagelfluhbank, die in nichts mehr an die wenigen Geröllschnüre oder dünnen Konglomeratbänke, die sonst im Luzerner Sandstein zu finden sind, erinnert. Es liegt daher nahe, die lithostratigraphische Grenze hier zu ziehen, wo mit der Schüttung der Schüpferegg-Nagelfluh eine neue Sedimentationsperiode beginnt.

Die Mächtigkeit des Luzerner Sandsteins soll nach Kopp (1962b) bei Luzern 800—900 m betragen und infolge starker tektonischer Zusammenpressung gegen Südwesten, also gegen unser Gebiet hin, abnehmen. Wenn wir die Grenzen wie oben beschrieben ziehen, kommen wir in unserem Gebiet auf eine Mächtigkeit von maximal 700 m, während die Schüpferegg-Nagelfluh im Hangenden mit 250—350 m etwa gleich mächtig würde, wie die ihr entsprechenden Rotsee-Schichten bei Luzern. Frühere Autoren gaben die Gesamtmächtigkeit der Oberen Meeresmolasse für den ganzen Abschnitt von Luzern bis zur Großen Emme mit 1200—1400 m an (Mollet 1921, Baumberger 1925, Liechti 1928 und Fröhlicher 1933). Sie beträgt aber in unserem Gebiet im Maximum 1050 m.

Aufschlüsse: Vollständig ist der Luzerner Sandstein in der Rümligschlucht aufgeschlossen. Der Rümlig durchbricht hier den 245° streichenden Luzerner Sandstein fast rechtwinklig. Die Rümligschlucht ist nur bei niedrigem Wasserstand passierbar; dann aber finden wir im Bachbett vom fließenden Wasser prachtvoll herauspräparierte Sedimentstrukturen, die wir weiter unten (S. 22 ff) beschreiben werden. Am Hinterberg, westlich Schwarzenberg, wo kein Quartär die Molasse bedeckt, finden wir das Anstehende oft an eingeschnittenen Wegen und Kuhtritten aufgeschlossen. An einigen Orten in dieser Gegend wurde der Luzerner Sandstein in kleinem Ausmaß gebrochen und zum Bau von Häusern verwendet. Diese kleinen Brüche sind wieder zugewachsen oder werden als Abfallgruben gebraucht.

Lithologie: Typisch für den Luzerner Sandstein ist der harte, meist plattige, oft glaukonitführende, kalkige Sandstein, der, da in Luzern sehr schön aufgeschlossen, der Formation den Namen gab. Untergeordnet treten Geröllschnüre, Mergel, Süßwasserkalke mit kleinen Kohleschmitzen und wenig mächtige Muschelsandsteinbänke auf.

Wie das *Basiskonglomerat,* das sehr stark verkittet ist, sind auch die wenigen weiteren Geröllschnüre und Konglomeratbänke sehr hart. An Geröllen sind darin vor allem vertreten: rote, grüne und helle Granite, Gneise, Quarzite, Flyschgesteine und Gangquarze. Das Bindemittel ist, im Gegensatz zu dem der Granitischen Molasse, sehr feinkörnig und hart. Die *Sandsteine,* graugrün bis blaugrau, meist feinkörnig, oft glaukonitführend, zeigen an den Schichtflächen manchmal Muskowitanreicherungen und Nester von verkohltem pflanzlichen Detritus. Die Muschelsandsteinlagen sind etwas gröber als die übrigen Sandsteine, deren Karbonatgehalt um wenig höher ist als derjenige der Sandsteine der Granitischen Molasse und um

20 % beträgt. 30 m und 50 m über dem Basiskonglomerat finden wir je eine Süßwasserkalkbank (vgl. Tafel I) von 10—30 cm Mächtigkeit, zum Teil begleitet von kohligen Mergellagen. Diese Kalke wittern hellbraun an, zeigen aber im frischen Bruch eine dunkelbraune Farbe, führen Bitumen und verkohlte Pflanzenreste sowie flachgedrückte Planorben, die die Süßwassernatur der Kalke bestätigen. Im Dünnschliff können wir zudem Ostrakodenschalen erkennen.

Fossilinhalt: Fossilien konnten an folgenden Stellen gefunden werden:

— im Basiskonglomerat am rechten Rümligufer, Koord. 653 400/206 090/642. Steinkerne und Schalen von Muscheln;

— im Basiskonglomerat oberhalb des rechten Rümligufers, Koord. 653 700/206 200/ca. 825. Steinkerne von Muscheln;

— in den Süßwasserkalken im Rümlig, Koord. 653 350/206 120/640. Planorben und Ostrakoden;

— in der dünnen Muschelsandsteinlage im Rümlig, ca. 220 m über dem Basiskonglomerat, Koord. ca. 653 130/206 230/630. Steinkerne von Muscheln;

— in einem Muschelsandstein an einem rechten Seitenbach des Rümligs, östlich Büelweid, Koord. 653 630/206 550/880. Steinkerne von Muscheln;

— auf einer Schichtoberfläche am Rümlig fanden wir Spuren von dem Typus, den SCHINDEWOLF (1921, zitiert in SPECK 1945) aus dem Marburger Buntsandstein erwähnt und 1928 unter dem «Artnamen» *Isopodichnus problematicus* eingehend beschreibt. SPECK (1945) berichtet über Funde von Isopodichnus-Fährten im Burdigalien von Bäch am Zürichsee und an der Sihl, nördlich von Finstersee. Während die Fährten meist auf der Schicht-Unterseite auftreten, finden sie sich in Bäch und in unserem Gebiet auf der Schicht-Oberseite (Fig. 2). Isopodichnus-Funde aus dem Devon und der Trias lassen sich einem brackischen Milieu zuweisen (LINCK 1942). SPECK (1945) sieht im Isopodichnus-Tier vor allem einen Indikator für strandnahes Flachmeer. Als Erzeuger der sogenannten «Kaffeebohnenfährten» kommen vor allem Gastropoden in Frage. Als weitere Möglichkeiten werden Anneliden (SCHINDEWOLF) und Isopoden (BORNEMANN) genannt.

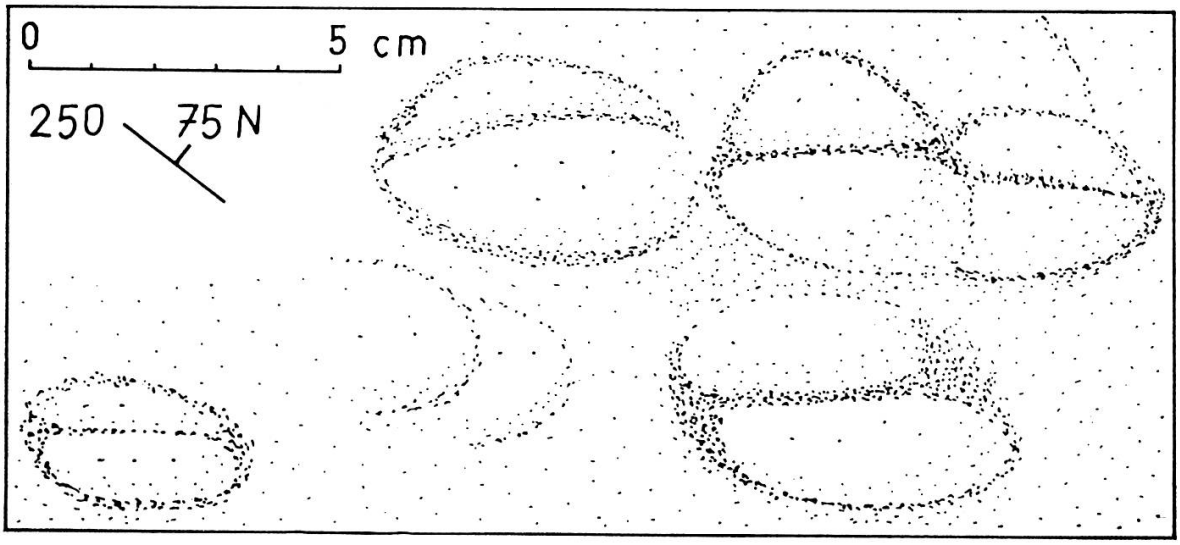


Fig. 2 Im Halbrelief heraustretende Buckelfährten von *Isopodichnus* BORNEMANN. Sichere Schichtoberfläche im Luzerner Sandstein der Rümligschlucht.

— in einer dünnen Muschelsandsteinlage im Rümlig, ca. 100 m südlich der hangenden Schüpfereegg-Nagelfluh, ca. Koord. 652 510/206 410/610. Steinkerne von Muscheln und ein näher nicht bestimmbarer Haifischzahn;

— KAUFMANN (1872: 213/214) erwähnt *Tapes helvetica* MAY von Muschelsandsteinlagen in der Rümligschlucht. Am zitierten Ort weist KAUFMANN zudem auf eine Fossilfundstelle in einem kleinen Steinbruch wenige Meter südlich des höchsten Punktes (984) des Hinterberges bei Schwarzenberg hin. Dieser Steinbruch ist nicht mehr im Betrieb und vollständig zugewachsen;

— hie und da fanden wir verkohlte Holzstücke, umgeben von rostendem, feinem Pyrit. In einigen speziell aufbereiteten Proben fanden wir verschiedene Sporen und Pollen. Die Bearbeitung der Flora, inklusive palynologische Untersuchungen in unserem Gebiet werden, nach mündlicher Mitteilung von Herrn PD Dr. R. HANTKE (Zürich), in absehbarer Zeit von Zürich aus durchgeführt, so daß von der vorgesehenen palynologischen Bearbeitung dieser und der anderen Formationen abgesehen wurde.

Alter: Die Einstufung des Luzerner Sandsteins ins Burdigalien bleibt auch weiterhin fraglich, da die gefundenen Muscheln nicht bestimmbar sind und wir keine Mikrofossilien fanden. Wegen dem Fazieswechsel gegen Westen zu, wo am Imihubel südlich Bern das Helvétien definiert ist (allerdings ohne fossilführende Unterlage), ist es schwierig, den stratigraphischen Anschluß an die Gebiete westlich des Napfs herzustellen. In der Gegend von Luzern, wohin wir den Luzerner Sandstein verfolgen können, sind unsere biostratigraphischen Kenntnisse auf dem Stande des Wissens von MAYER-EYMAR (1872) verblieben.

Lagerung und Tektonik: Der Luzerner Sandstein steht, wie im Liegenden die Granitische Molasse, noch sehr steil. Gegen das Hangende nimmt am Rümlig das Nordfallen von saiger bis 66° ab, während das Streichen mit 245—250° annähernd gleich bleibt. Die Schichten fallen am oberen Rand der Rümligschlucht steiler als am Rümlig selber. Diese Umbiegung kann vom Füliloch aus gut beobachtet werden (vgl. Tafel I). Westlich des Rümligs verhalten sich die Schichten gleich wie am Rümlig, während sie gegen Luzern zu überkippen. Die tektonische Beanspruchung hat zahlreiche Rutschharnische, zum Teil mit Kalzitbelägen, hinterlassen. Die normale Lagerung des Luzerner Sandsteins am Rümlig kann anhand der Sedimentstrukturen bewiesen werden.

Paläogeographie: Sowohl bei Luzern als auch zwischen Schüpfheim und Escholzmatt (FRÖHLCHER 1933: 15) wurden im Luzerner Sandstein marine Fossilien bestimmt. Das miozäne Meer erreichte die perialpine Senke von Süden her und stellte im Osten die Verbindung mit dem Ungarischen Becken her. Unser Gebiet lag zu der Zeit östlich der Nagelfluhschüttung im Napfgebiet, die nun kräftig einsetzte, nachdem in der Granitischen Molasse die Nagelfluhschüttung nicht so weit in den Norden gereicht hatte. Wir finden also westlich und südwestlich unseres Gebietes vermehrte Nagelfluheinlagerungen, während gegen Osten der typische Luzerner Sandstein bis in den Bereich des Hörnlischuttfächers fast geröllfrei bleibt. Die Schüttung des Napfschuttfächers erfolgte nach STAUB (1934) wiederum durch die Maggia- und Haslidepression. Weitere große Flüsse in den Gebieten des Hörnli (Septimerdepression), des Mont Gibloux und von Guggisberg (Aosta- und Wildstrubeldepression) führten Schuttmassen und Süßwasser in den ca. 60 km breiten Meerestrog, der daher nicht eine rein marine, sondern eher brackische Fazies aufweist. Die individuenreiche, artenarme Fauna mancher Fossilfundstellen im Luzerner Sandstein ist ebenfalls ein Indiz für ein brackisches Milieu.

Gegen Nordwesten zu nimmt die Mächtigkeit des Luzerner Sadsteins (? Burdigalien) ziemlich gleichmäßig ab und beträgt bei Biel keine 100 m mehr (SCHWAB 1960), gegenüber einer Mächtigkeit von 700—900 m am Alpenrand. Die Mächtigkeitsverhätlnisse des Luzerner Sandsteins scheinen durch Senkungsvorgänge im Molassebecken parallel dessen Längsachse bedingt zu sein. Wir fanden in unserem Gebiet keine Anzeichen dafür, daß es während der Ablagerung des Luzerner Sandsteins je über längere Zeit ganz trockengelegt wurde. Die Meerestiefe war aber unterschiedlich und nicht sehr groß, das Ufer nicht allzuweit entfernt (Kohleflözchen, eingeschwemmtes Holz, Mergelgerölle, Sedimentstrukturen). Eine zeitweilige vollständige Aussüßung des Meeres über weite Strecken ermöglichte die Bildung der Süßwasserkalke, die vom Napfgebiet bis zur Sihl verfolgt werden können.

1.2.1. Sedimentstrukturen im Luzerner Sandstein

Wir halten uns im folgenden an die in PETTIJOHN und POTTER (1964) vorgeschlagenen deutschen Bezeichnungen für die Sedimentstrukturen. Da dort, offenbar in Anlehnung an den englischen Sprachgebrauch, auch in der deutschen Übersetzung von Sedimentstrukturen (nicht -texturen, wie in der deutschen petrographischen Literatur) gesprochen wird, benützen wir ebenfalls diesen Ausdruck.

In der Rümligschlucht finden wir im steilstehenden Luzerner Sandstein hohe Felswände, die, wo der Rümlig auf kurzen Strecken parallel dem Streichen der Schichten verläuft, ganz von bloßliegenden Schichtflächen gebildet werden. Einige dieser Schichtflächen sind von Rippelfeldern bedeckt. Der Rümlig hat in seinem Bett die Schichtköpfe so geschliffen, daß wir bei niedrigem Wasserstand die Sedimentstrukturen im Vertikalschnitt auf einigen Quadratmetern studieren können.

Im Gegensatz zum Gebiet um Freiburg, wo dortige Doktoranden wirkten (BRIEL 1962, DORTHE 1962, EMMENEGGER 1962), und zum Gebiet des Schwarzwassers und der Sense, wo VAN DER LINDEN (1963) arbeitete, ist aus unserem Gebiet und seiner Umgebung noch nichts über Sedimentsrukturen berichtet worden. Im folgenden holen wir dies nach und beschreiben kurz einige Sedimentstrukturen, ohne dabei auf die Probleme einer Klassifikation der beobachteten Strukturen einzugehen.

Horizontale Wechsellagerung

Wechsellagerung im Millimeter- bis Dezimeterberich tritt im Luzerner Sandstein oft auf. Im frischen Aufschluß ist gut zu erkennen, wie die hellen Sandsteinlagen in unregelmäßigen Abständen von feineren, dunkleren Sand- bis Siltsteinlagen unterbrochen werden. Die parallelen Lagen bleiben jeweils auf der ganzen Länge des aufgeschlossenen Schichtkopfes parallel. Die Sedimentation solch ebener, paralleler Schichten muß auf einer großen ebenen Fläche erfolgt sein. Nach REINECK (1963: 15) entsteht im Bereich der südlichen Nordsee ebene Feinschichtung (1—2 mm mächtige Schichten) durch niederregnenden Sand. Der Sand wird durch

stark turbulent strömendes Wasser oder bei kräftiger Grundberührung von Wellen aufgewirbelt.

Gradierte Schichtung

Gradierte Schichtung ist im Luzerner Sandstein weit verbreitet. Sie tritt in parallelen Lagen und manchmal auch innerhalb von Kreuzschichtung auf. Die Korngröße der gröbsten Komponenten nimmt normalerweise von Grob-Mittelsand unten, zu Feinsand bis Silt, seltener Ton, oben, ab. Meistens ist die Basis eines gradierten Schichtzyklus scharf gegen das Liegende abgesetzt. Gegen die Dachfläche des Zyklus nimmt die Korngröße langsam ab. Das entspricht einer zuerst starken, erodierenden Strömung, die allmählich schwächer wird und zuerst das gröbere, dann das feinere Material sedimentieren läßt.

Wir fanden auch Lagen, die von unten nach oben gröber und dann wieder feiner werden. Das entspricht offenbar einer Ablagerung von transportiertem Material bereits während der Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit, bei deren Abnahme weiter sedimentiert wurde. Van der Linden (1963) erwähnt diese Art der Schichtung aus Großrippeln im Burdigalien des Sense- und Schwarzwassergebietes.

Im Luzerner Sandstein ist es meist leicht, gradierte Schichtung auch ohne Lupe zu erkennen: Die gröberen Lagen sind weiß bis hellgrau und werden mit abnehmender Korngröße dunkler; die Silte sind grau bis graublau, die seltenen, dünnen Tonschichten fast schwarz. In einigen Aufschlüssen ist die gradierte Schichtung nur zu erkennen, wenn man Proben von unten und oben des Zyklus vergleicht. Normalerweise gibt gradierte Schichtung ein gutes Kriterium, um unten und oben einer Schicht zu unterscheiden.

Kreuzschichtung und Rippeln

Kreuzschichtung wurde von Potter und Pettijohn (1963: 69) als eine Struktur definiert, die auf eine einzelne Sedimentationseinheit beschränkt ist und aus einer systematischen Aufeinanderfolge innerer Schichten, Leeblattschichten genannt, besteht. Die Leeblätter stehen in einem Winkel zur Hauptablagerungsfläche.

Wandernde Rippeln hinterlassen Kreuzschichtung im Bereich von wenigen cm bis zu einigen dm, Sandwellen (Großrippeln) erzeugen Kreuzschichtung im m-Bereich. Riesenrippeln (Reineck 1963: 48), deren Talabstand über 250 m betragen kann, werden durch wandernde Großrippeln aufgebaut.

Potter und Pettijohn (1963: 69) unterscheiden eine ebenflächig begrenzte Schrägrichtung (tabular cross-bedding), die wegen ihrer flachen Sohl- und Dachfläche einen tafelförmigen Körper bildet, und eine trogförmige Schrägschichtung, die im Liegenden von einer gekrümmten Erosionsfläche begrenzt wird. Das Leeblatt (foreset bed, Schrägschicht) ist eine der geneigten, inneren, systematisch angeordneten Lagen einer schräggeschichteten Einheit. Die Leeblätter sind gerade oder konkav gebogen, übersteilt oder gar überkippt und gerunzelt. Oft schmiegen sie sich tangential an die Sohlfläche an.

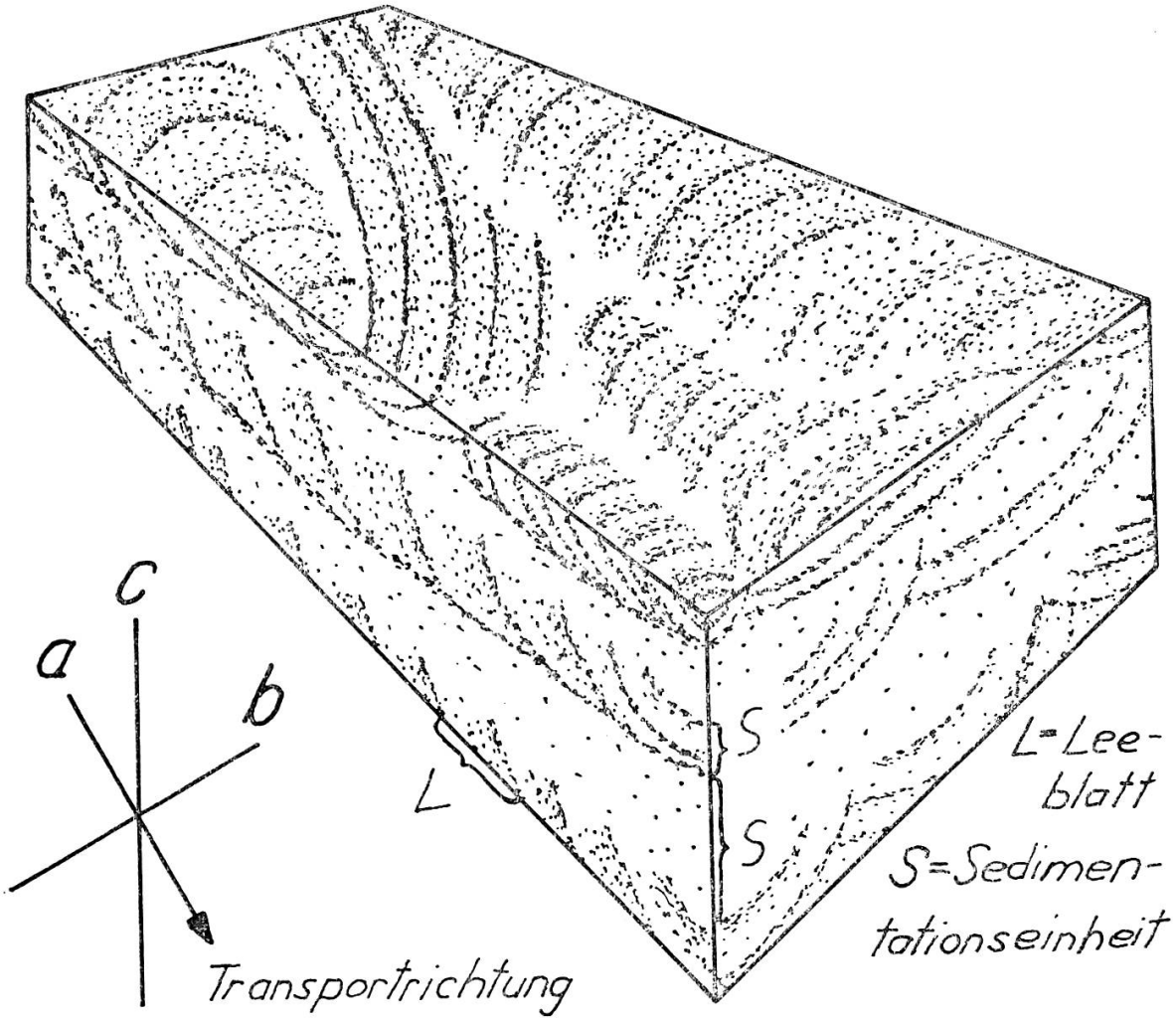


Fig. 3 Trogförmige Schrägschichtung an einem gesägten Handstück aus dem Luzerner Sandstein der Rümligschlucht. Strömung von links nach rechts.

In Fig. 3 ist an einem gesägten Handstück die trogförmige Schrägschichtung mit konkaven, tangentialen Leeblättern dargestellt, wie sie im Luzerner Sandstein recht häufig auftritt. Diese Kreuzschichtung wurde durch wandernde Rippeln gebildet. Die schubweise erfolgende Materialzufuhr deckte die alten Strukturen zu, so daß sie erhalten blieben, anstatt weiter umgelagert zu werden. Die folgende Umlagerung vermochte oft nicht die ganze neuantransportierte Sandlage zu erfassen, wie die nicht schräggeschichteten Partien zwischen den schräggeschichteten Sedimentationseinheiten zeigen.

Die Strömungsrichtung der den Sand umlagernden Strömung kann am besten im ab-Schnitt erkannt werden und verläuft in Fig. 3 von links nach rechts oder von Osten nach Westen. Im Feld sind ab-Schnitte, die die Kreuzschichtung schön zeigen, selten aufgeschlossen. Im Luzerner Sandstein sind freiliegende Schichtflächen hie und da mit Rippeln bedeckt, meist aber spaltet der Sandstein parallel der Schichtung, wo tangential umbiegende Leeblätter eine oft an Glimmer angereicherte Schicht bilden.

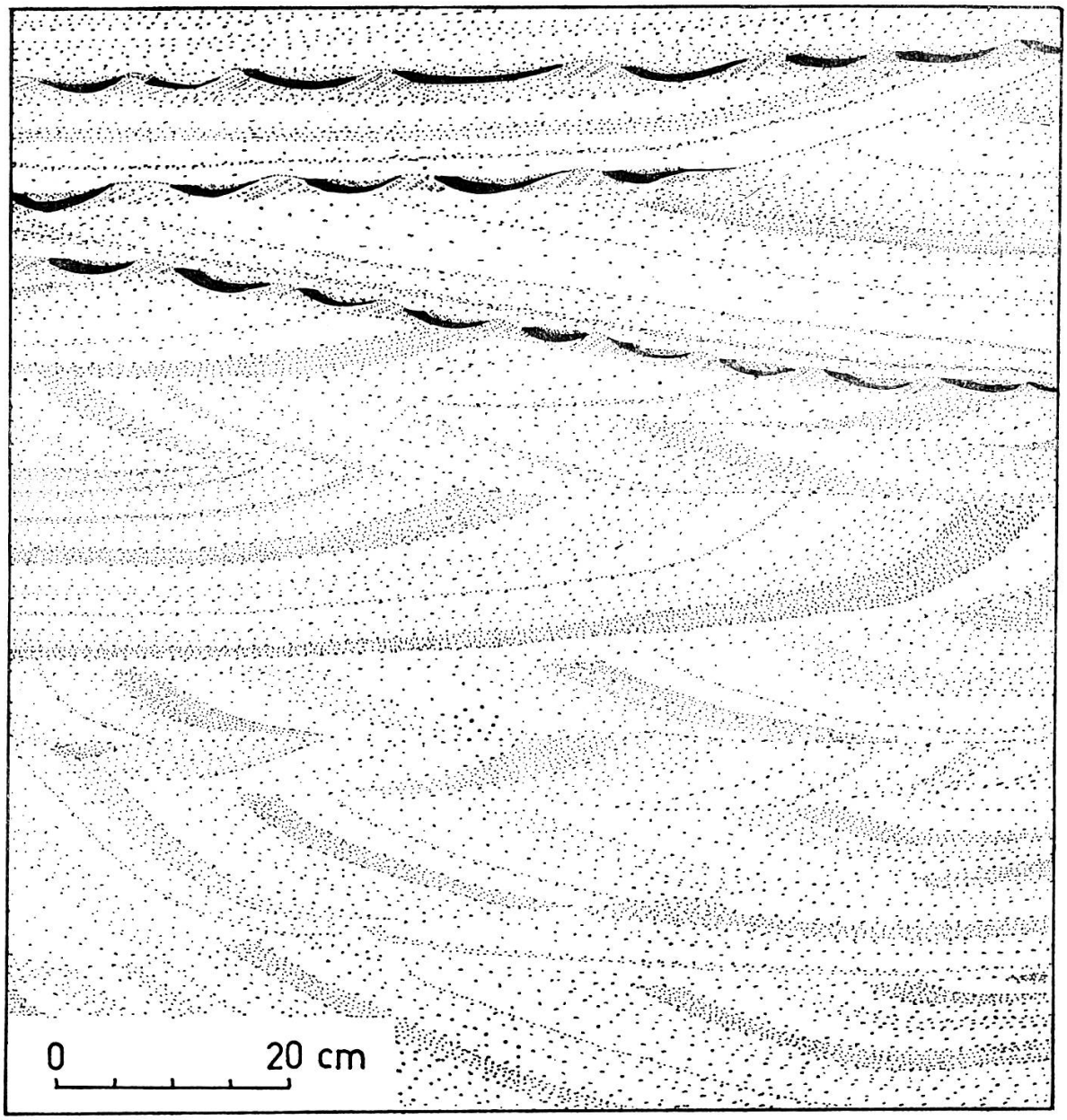


Fig. 4 Kreuzschichtung in zwei Größenordnungen, die verschiedenen Strömungsgeschwindigkeiten entsprechen. Schichtkopf im Luzerner Sandstein in der Rümligschlucht.

Fig. 4 zeigt Kreuzschichtung in zwei Größenordnungen, die verschiedenen Strömungsgeschwindigkeiten entsprechen. Der Sedimentationsablauf von unten nach oben: Sandkörper (Großrippeln, Sandwellen) wanderten von verschiedenen Richtungen übereinander und schütteten den gröber kreuzgeschichteten Sand auf. Durch Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit kam es zur Bildung der kleinen Rippeln, die hier in einem Schnitt parallel ac bloßgelegt wurden. Generell herrschte dann eine Strömung von rechts nach links, was einer Strömung von Osten nach Westen entspricht. Die Rippeltäler wurden nun mit Schlick überzogen und mit schräggeschichteten Sandlagen überlagert, die von einer Strömung geschüttet wurden, die

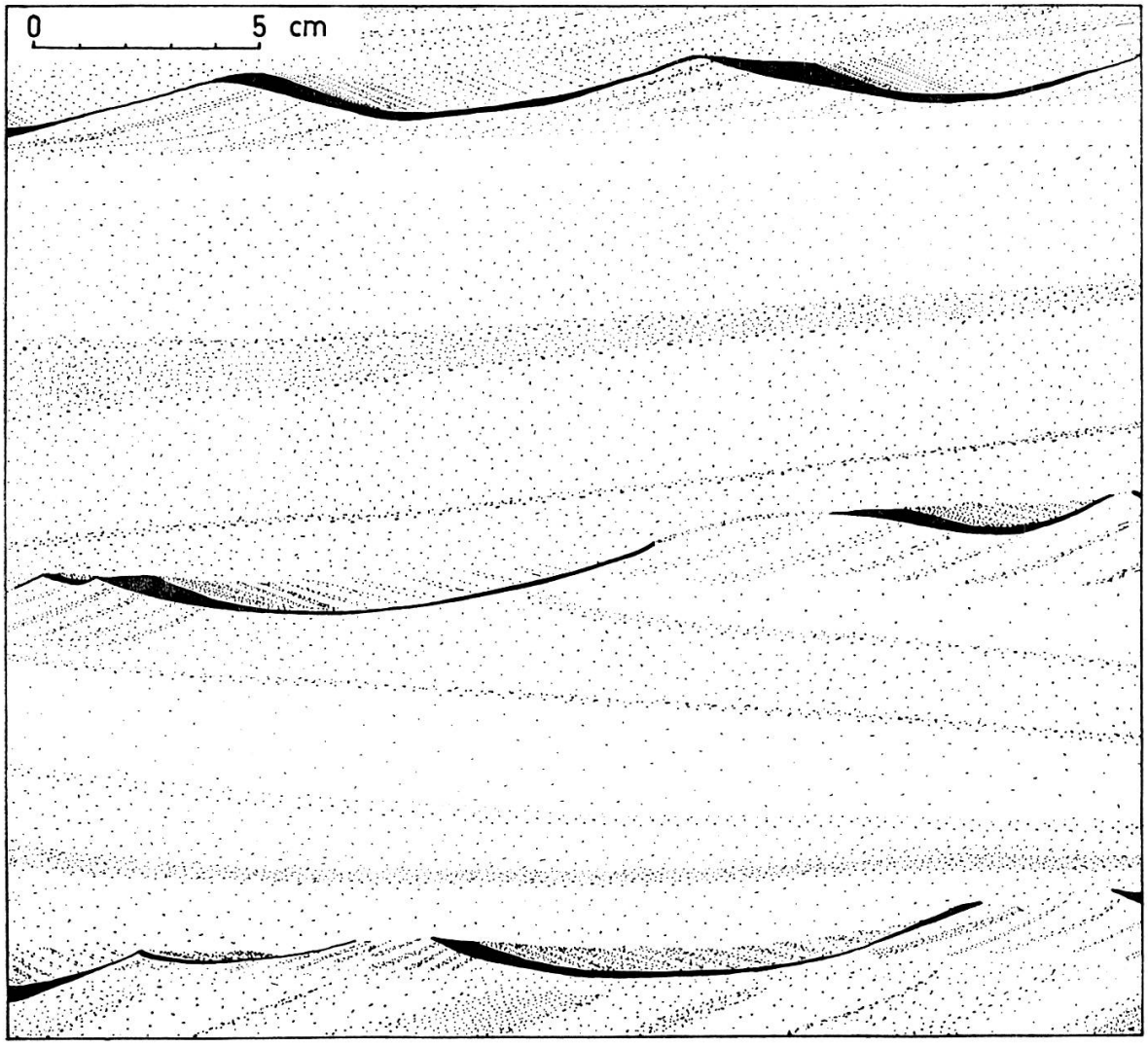


Fig. 5 Detailskizze von Rippelquerschnitten auf Kreuzschichtung. Luzerner Sandstein, Rümligschlucht.

der vorausgegangenen entgegenläuft (siehe Detailskizze Fig. 5). Durch eine stärkere Strömung wurden darauf erst einige fast parallele Schichten abgelagert, dann schräg wieder erodiert und von einer Rippellage überdeckt usw. Die schubweise Materialzufuhr und die Umlagerung dieses Materials, die zur Bildung der Großrippeln oder Sandwellen führte, erfolgte durch eine relativ kräftige Strömung. Die schwächere Strömung verursachte nur noch eine Umlagerung der obersten, bereits sedimentierten Einheit, bevor diese mit neuen Sandmassen überdeckt wurde.

Ein ähnliches Bild finden wir bei Reineck (1963: 49, Gefügebild einer Ebbstrom-Riesenrippel). Die Riesenrippel entsteht durch Großrippeln, die sie bei Flut und Ebbe in entgegengesetzten Richtungen überwandern.

In Fig. 6 ist eine 15 cm mächtige Schicht dargestellt, die bei kontinuierlicher Rippelbildung während mehr oder weniger kontinuierlicher Materialzufuhr sedimentiert wurde. Sie ist zwischen grobgeschichteten Mittelsandstein eingelagert und kann über 4 m im Bachbett des Rümligs verfolgt werden. Der Sandtransport erfolgte

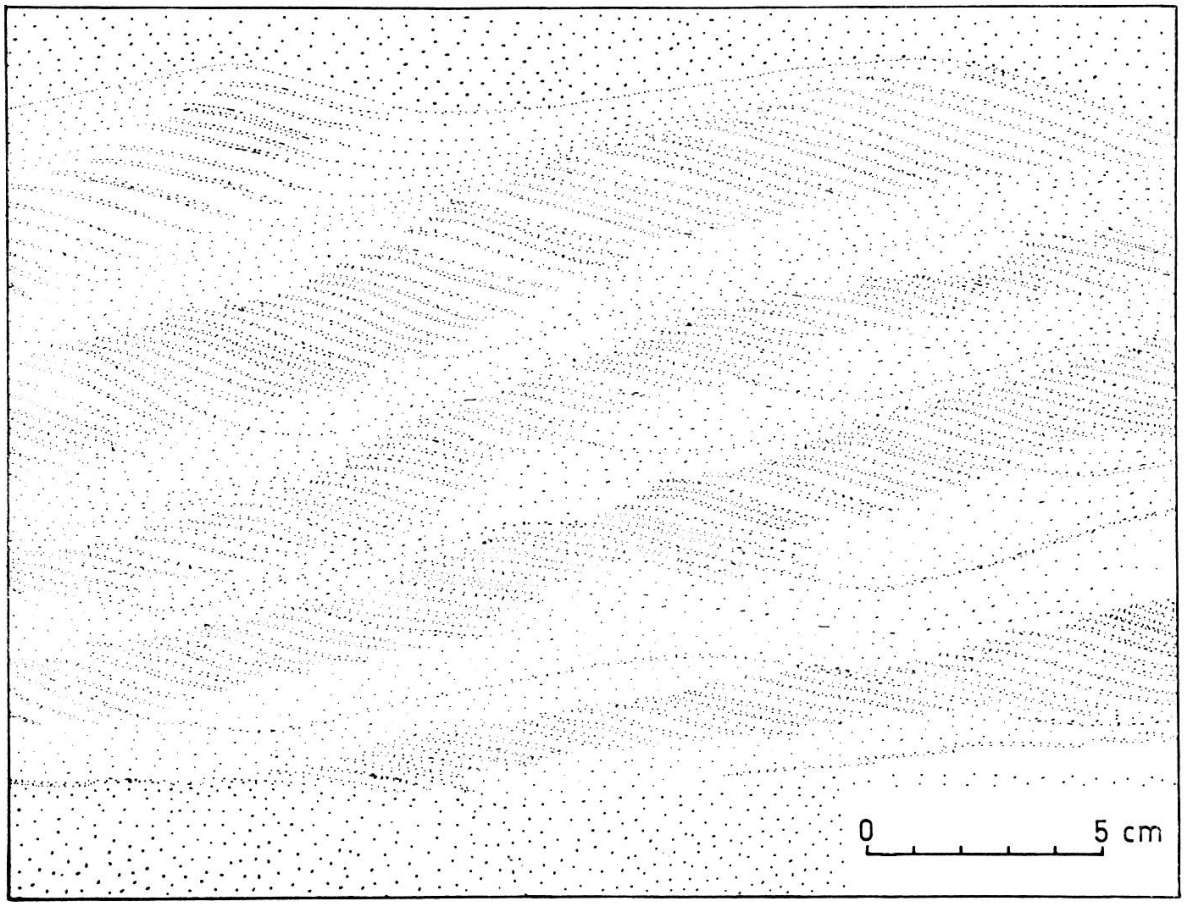


Fig. 6 Querschnitt durch Rippeln, die sich bei kontinuierlicher Materialzufuhr bildeten. Luzerner Sandstein der Rümligschlucht.

von links nach rechts (von Westen nach Osten). Die Rippeln wanderten über die Luvblätter der älteren Rippeln, die dank der Materialzufuhr erhalten blieben und nicht gleich erodiert und wieder umgelagert wurden, wie die meisten Strömungs- und Oszillationsrippeln.

Im Luzerner Sandstein besitzt der Großteil der auf Schichtflächen freigelegten Rippeln einen leicht asymmetrischen inneren Aufbau. Nach ihrem äußeren, symmetrischen Bau zu schließen, bei dem die Rippeln lange Kämme bilden, handelt es sich um Oszillationsrippeln. Wie wir anläßlich einer Wattexkursion in Wilhelmshaven beobachten konnten, zeigen auch Oszillationsrippeln einen asymmetrischen Bau, wenn sie an einer schwach geneigten Fläche entstehen und wenn die Strömung in der einen Richtung stärker ist als in der anderen. Dagegen können Strömungsrippeln, deren Aufbau definitionsgemäß asymmetrisch sein sollte, ebenfalls einen symmetrischen äußeren Bau aufweisen. Oszillationsrippeln und Strömungsrippeln sind meist nicht sicher unterscheidbar, es sei denn, man könne ihre Entstehung direkt beobachten. Ihre Definition ist zwar genetisch eindeutig, entspricht aber einer Idealstruktur, die in der Natur nur selten fossil eindeutig bestimmbar auftritt.

Über die Wassertiefe bei der Bildung der Rippeln läßt sich nur wenig aussagen, da Rippeln aus beinahe allen Wassertiefen bekannt geworden sind.

Reineck (1963: 14, 15) fand in der südlichen Nordsee folgende Strömungsgeschwindigkeiten, die zu Rippelbildung führten: Kleinrippeln (Kammabstand < 20 cm, Höhe < 4 cm) entstehen überall dort, wo Sand vorhanden ist und die Strömungsgeschwindigkeit etwa 100 cm/s nicht überschreitet. Nach Dillo (1960, zit. in Reineck 1963) entstehen Kleinrippeln etwa ab 35 cm/s Strömungsgeschwindigkeit. Die Bildung von Großrippeln ist u. a. von der Körnung des Sandes abhängig. Mit steigendem Medianwert im Sand sinkt die untere kritische Grenze zur Bildung von Großrippeln. Sie beträgt für Sande mit einem Medianwert von 0,28 mm 70—80 cm/s, für 0,19 mm 90 cm/s und für 0,085 mm 90—105 cm/s.

Der Verlauf der Rippelkämme in flachen Meeren und Seen wird allgemein als küstenparallel angenommen. In Flüssen verlaufen die Rippelkämme senkrecht zur Strömung und damit meist auch zum Flußufer. Bei Wilhelmshaven konnten wir beobachten, daß an einer nicht ganz flachen Küste die Strömungsrichtungen und damit die Richtung der Rippelkämme, die durch die Strömungen entstehen, während einer Tide um 360° ändern können, da die Auf- und Ablaufströmungen dem Relief entsprechend ihre Richtung ändern. Der Rückschluß vom Verlauf der Rippelkämme auf den Verlauf der Küste muß daher kritisch betrachtet werden. Unsere Beobachtungen sind dementsprechend auch nur von beschränktem, lokalem Aussagewert und lassen keine weitschweifenden paläogeographischen Schlüsse zu.

In unserem Gebiet verlaufen im Luzerner Sandstein die Rippelkämme oft Ost—West. Auch die Strömungsstreifung (vgl. nächsten Abschnitt) und aufgefüllte Erosionsrinnen weisen auf eine Strömung parallel dieser Richtung. Flammenstrukturen (S. 31) und an verschiedenen Stellen auch die Schrägschichtung lassen eine Strömung von Osten nach Westen erkennen. Dagegen finden wir z. B. in Fig. 3 und bei anderen schräggeschichteten Sandsteinen eine Strömung von Westen nach Osten. Besonders Schrägschichtung im m-Bereich ist meist nur zweidimensional aufgeschlossen, dazu noch in einem nicht genauer erkennbaren Schnitt senkrecht ab, so daß sich die Strömungsrichtung daraus nicht eindeutig festlegen läßt. Sicher herrschte in unserem Gebiet während der Ablagerung des Luzerner Sandsteins nicht eine einzige Strömungsrichtung, sondern diese änderte oft.

Strömungsstreifung (Parting lineation)

Strömungsstreifung ist eine innere Struktur (keine Sohlmarke), die sehr häufig in Sandsteinen auftritt, die aber selten beachtet wird. Die Struktur tritt auf Spaltflächen parallel der Schichtung auf. Subparallele Stufen von ca. 1 mm Höhe trennen flache, breite Rillen (feinpunktiert in Fig. 7) von ebensolchen Rücken (hell in Fig. 7). Fig. 7 zeigt einen Ausschnitt aus einer mehrere Quadratmeter großen Spaltfläche parallel der Schichtung des Luzerner Sandsteins. Die Trennflächen zwischen den subparallelen Stufen umfassen öfters mehrere Feinschichten. Die Strömung, die den Sandstein ablagerte, verlief parallel den Stufengrenzen, in unserem Fall annähernd Ost—West, was sich anhand von Schrägschichtung überprüfen ließ.

Die Längsaxen der Körner der Sandsteinoberfläche mit Strömungsstreifung sind nach POTTER und PETTIJOHN (1963: 137) und ALLEN (1964) beinahe parallel den Stufengrenzen orientiert. Wir konnten das nicht überprüfen, da die Körner im Luzerner Sandstein nur selten eine ausgeprägte Längsaxe haben.

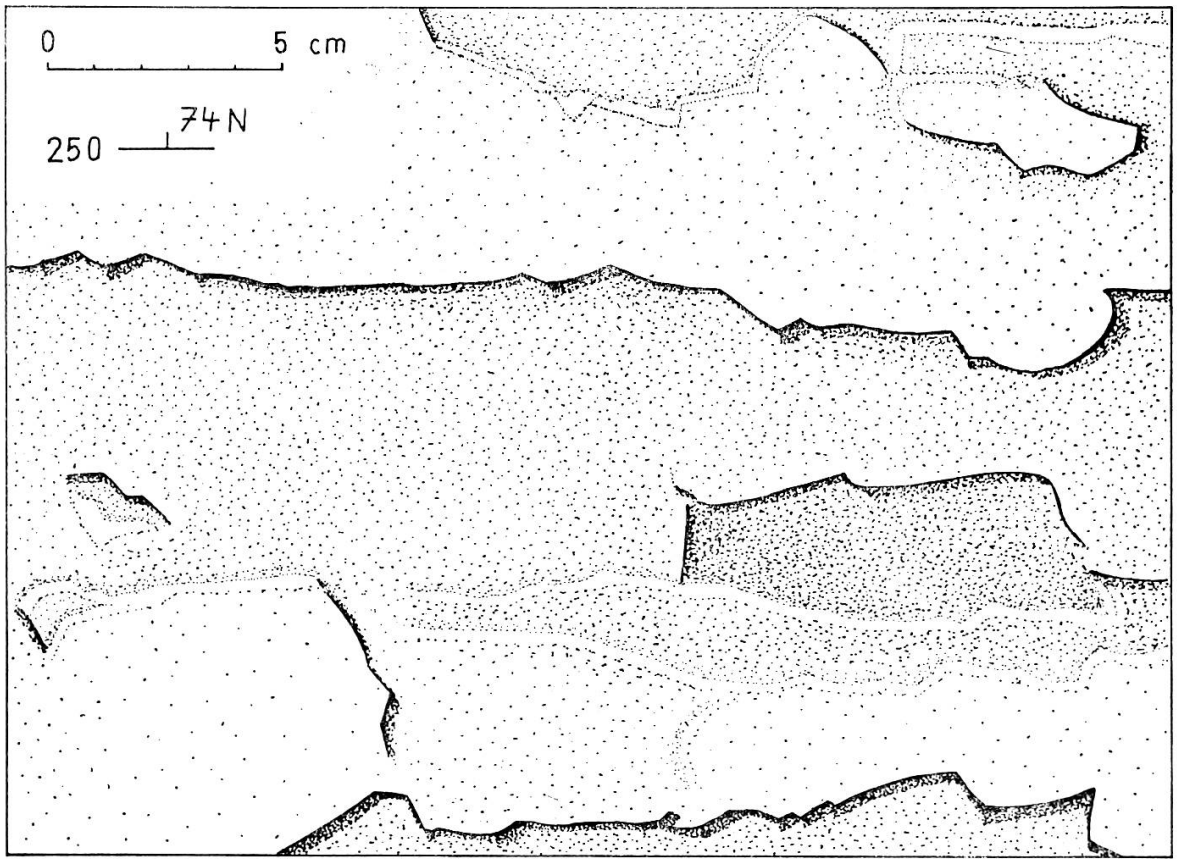


Fig. 7 Strömungsstreifung. Spaltfläche parallel den Schichtflächen des Luzerner Sandsteins in der Rümligschlucht. Strömung parallel den Stufengrenzen.

Belastungsmarken (Load casts)

Fig. 8 zeigt ein Stück einer Schichtunterseite, die auf über 2 m² mit Belastungsmarken übersät ist, die hier parallel der Strömungsrichtung orientiert sind. Belastungsmarken entstehen aus Sand, welcher den liegenden hydroplastischen Schlamm, der bei ungleicher Belastung nachgibt, verformt (PETTIJOHN und POTTER 1964). Die der Strömungsrichtung parallele Anordnung der Belastungsmarken kann auf einseitige Verformung auf schräger Unterlage hindeuten (Fließwülste), oder sie ist auf Strömungsrillen zurückzuführen, die von den Belastungsmarken überprägt wurden.

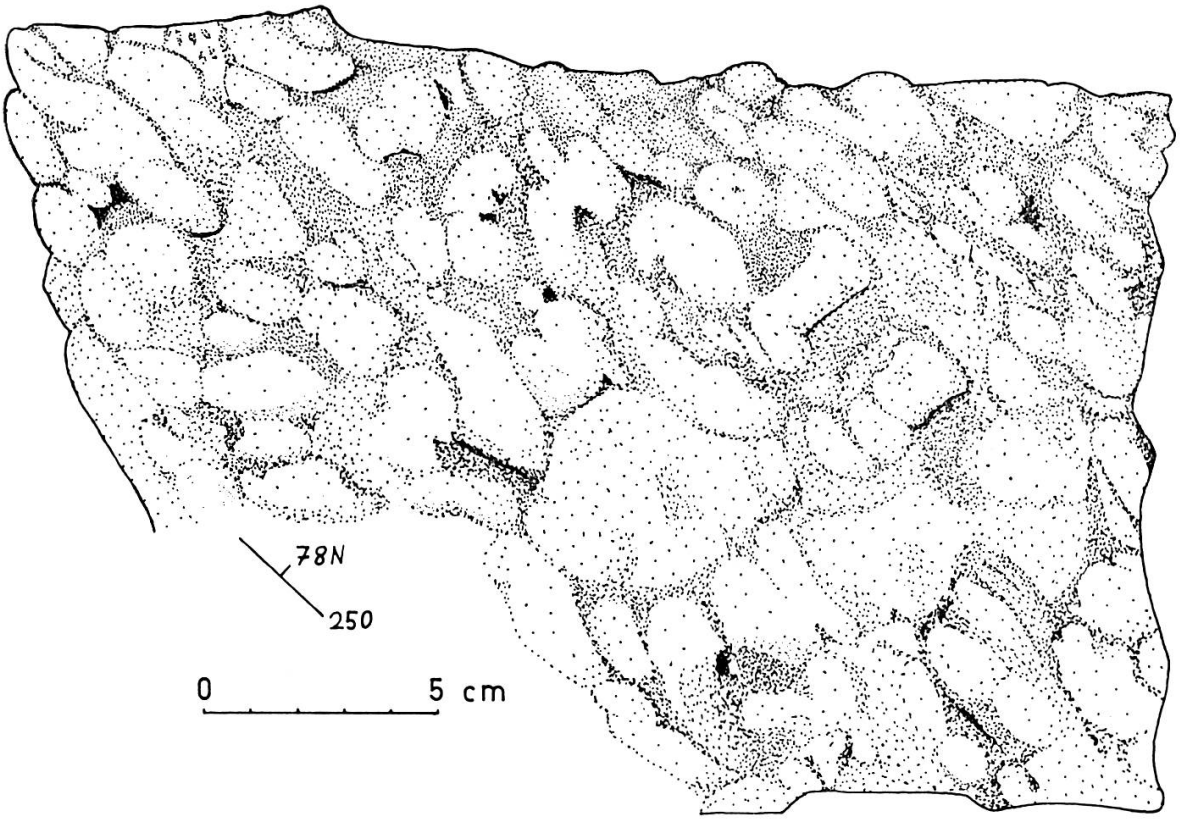


Fig. 8 Leicht verflossene Belastungsmarken auf einer Schichtunterseite des Luzerner Sandsteins der Rümligschlucht.

Flammenstruktur (Flame structure)

Flammenstruktur ist in PETTIJOHN und POTTER (1964: 305) folgendermaßen definiert: Fahnenartige Tongebilde, welche die sich nach unten hin ausbauchenden Belastungstaschen und -marken aus Sand an der Sand-Schieferton-Grenzfläche voneinander trennen.

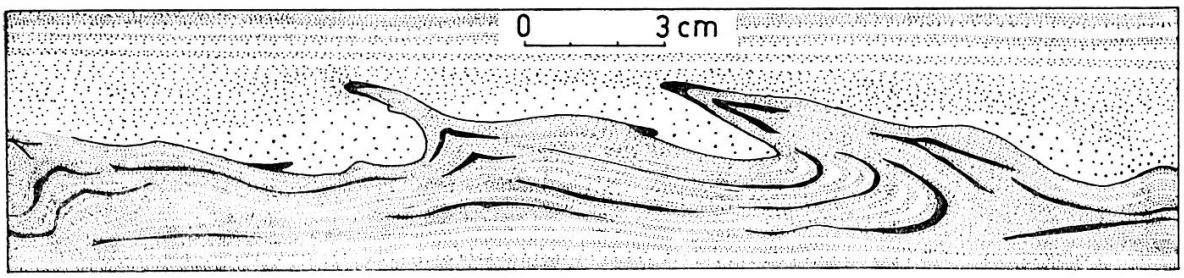


Fig. 9 Flammenstruktur. Luzerner Sandstein in der Rümligschlucht.

In Fig. 9 bestehen die «Flammen» aus Feinsand bis Silt, und nur untergeordnet aus tonigem Material (schwarz in Fig. 9 und 10). Das Liegende der Belastungsmarken wurde nicht sehr tief hinunter deformiert, während das Hangende gar nicht verformt wurde, also wahrscheinlich abgelagert wurde, als sich die Struktur bereits gebildet hatte.

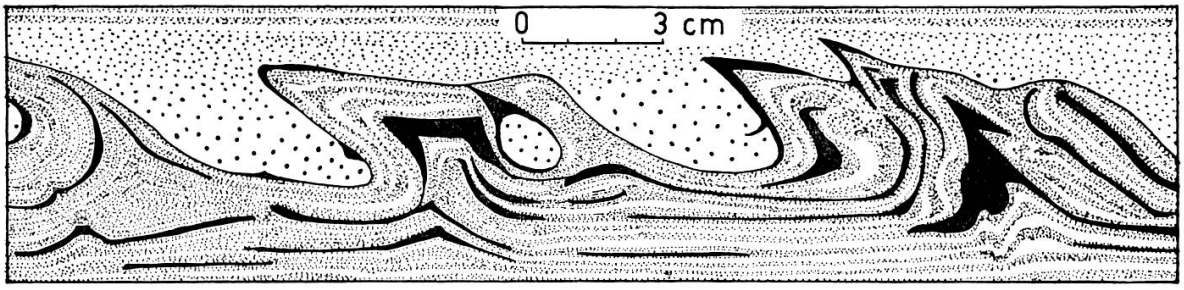


Fig. 10 Flammenstruktur. Luzerner Sandstein in der Rümligschlucht.

Fig. 10 zeigt eine Flammenstruktur, bei der die gegenüber Fig. 9 etwa doppelt so großen Belastungsmarken aus Grobsand auch eine entsprechend stärkere Deformation des Liegenden zur Folge hatten. Diese Deformation wirkte sich stärker in horizontaler als in vertikaler Richtung aus, was darauf hinweist, daß das ganze zur Zeit der Belastung verformbare Sediment von der Deformation erfaßt wurde.

Strömungsrichtung in Fig. 9 und Fig. 10: von rechts nach links, das heißt in diesem Falle von Westen nach Osten.

Wulstschichtung (Convolute bedding)

Wir beobachteten im Luzerner Sandstein hie und da in Feinsandsteinlagen verfältelte Feinschichtung, die in einer Sedimentationseinheit gegen das Hangende und das Liegende zu ausklingt. Dieses Bild entspricht der Definition, die KUENEN (1953: 1056) von der Wulstschichtung gibt.

POTTER und PETTIJOHN (1963: 153) erwähnen, daß die Entstehung der Wulstschichtung sehr schwer zu erklären ist. Nur ausnahmsweise findet man bei der Wulstschichtung gerichtete Strukturen, die auf eine bestimmte Strömungsrichtung hinweisen. Sie glauben, daß die Wulstschichtung weder durch Strömungstätigkeit noch durch subaquatische Rutsche (slumping) entsteht, sondern durch Belastungsdeformation während der Sedimentation, vielleicht durch Rippeln lokalisiert.

Ergebnisse der Beobachtungen an Sedimentstrukturen

Für den Rümligquerschnitt durch den Luzerner Sandstein, wo alle beschriebenen Sedimentstrukturen gefunden wurden, erhielten wir folgendes Bild der vertikalen Abfolge der verschiedenen Strömungen: Die Strömungsrichtungen waren nicht konstant. Es konnten sowohl Strömungen von Osten nach Westen wie solche von Westen nach Osten nachgewiesen werden. Diese beiden Strömungsrichtungen scheinen Hauptströmungsrichtungen gewesen zu sein; Rippelkämme weisen allerdings auch auf zeitweilige Strömungen senkrecht dazu hin. Aus zeitlichen Gründen war es leider nicht möglich, Daten von Messungen an Sedimentstrukturen in den Nachbargebieten zu sammeln, wie dies wünschenswert und nötig gewesen wäre, um Ergebnisse regionaler Bedeutung zu erhalten.

Wir fanden im Luzerner Sandstein der Subalpinen Molasse eine Vielfalt an Sedimentstrukturen. Das Studium der Sedimentstrukturen in dieser Formation über ein größeres Gebiet kann wertvolle Beiträge zur Paläogeographie ihres Ablagerungsraumes liefern.

1.3. Schüpferegg-Nagelfluh (? Helvétien, Obere Meeresmolasse)

Verbreitung: Die Schüpferegg-Nagelfluh durchquert unser Kartengebiet nordnordwestlich an den Luzerner Sandstein anschließend, in einem schmalen Streifen. Sie tritt orographisch nicht so stark hervor wie weiter westlich, wo sie im Gebiet der Schüpferegg, nach der sie ihren Namen erhielt (MATTER 1964: 30), steile Hänge bildet.

Abgrenzung: Die Schüpferegg-Nagelfluh bildet das normale Hangende des Luzerner Sandsteins. Ihre Basis wird durch eine mächtige Nagelfluhbank gebildet. Gegen oben wird die Schüpferegg-Nagelfluh durch die Basismergelzone der Napf-Schichten begrenzt. BAUMBERGER (in FRÖHLICHER 1933) glaubte die Basismergelzone in unserem Gebiet in einem dunklen, bituminösen, sandigen Mergel mit Gastropoden, der 40 m oberhalb der Mündung des vorderen Fischenbachs in den Rümlig an ersterem ansteht, gefunden zu haben. Wir sind nun der Basismergelzone im Gebiet des Napfs nachgegangen, bis sie gegenüber Wilzigen die Kleine Emme quert. Die nächsten Aufschlüsse fanden wir 250 m südlich unseres Kartengebietes auf 880 m, im Feldwald. Von hier zieht sie, leider nur selten aufgeschlossen, über die Fürhaggenegg an den Rümlig, den sie 270° streichend und mit 26° gegen Norden fallend in seinem Knie unterhalb des Fülilochs (vgl. Taf. I) quert. Aufgrund unserer Beobachtungen müssen wir deshalb die Basis der Napf-Schichten bedeutend tiefer legen, als sie seinerzeit BAUMBERGER legte. Die Untergrenze des Tortoniens, dem wir, wie wir später sehen werden, die Napf-Schichten zuordnen können, wurde auch auf Blatt Luzern des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 höher gelegt, als wir dies nun tun. Es wurde dort eine Zone mit roten Mergeln als Grenze benützt, die auch im Rümlig aufgeschlossen ist und zwischen der eigentlichen Basismergelzone und der Tortonienbasis früherer Autoren liegt.

Aufschlüsse: Wiederum finden wir die besten Aufschlüsse am Rümlig, wo die Nagelfluh steile Felswände bildet. Kleine Bäche haben die Sandsteine und Mergel-

lagen wegerodiert, so daß die einzelnen Nagelfluhbänke nun durch Tälchen getrennt sind. Weitere Aufschlüsse finden wir an der Fürhaggenegg und am Hinterberg.

Lithologie: Das vorherrschende Gestein dieser Formation ist, wie es der Name sagt, die Nagelfluh. Zwischenlagen von Sandstein und Mergel sind äußerst selten und nur wenig mächtig. Das Bindemittel der Nagelfluh besteht aus einem harten, meist grauen, oft aber auch rot verfärbten Sandstein. Der Kristallingehalt der Gerölle ist mit 18—29 % höher als weiter südwestlich im Gebiet von MATTER (1964). Dieser fand für die Schüpferegg-Nagelfluh einen Durchschnittswert von 12 %. Den maximalen Geröllldurchmesser fanden wir mit 43 cm in der Basisnagelfluh. Die Nagelfluh ist schlecht sortiert und weist viele große Komponenten auf. Die Gerölle weisen oft Eindrücke und Schrammen auf, wie sie schon ALB. HEIM (1919) beschrieben und gedeutet hat.

Kalksandstein tritt als Bindemittel der Nagelfluh, als Linsen und nur selten in dünnen Lagen auf. Er ist meist sehr hart, oft rötlich verfärbt und zeigt im untersten Teil noch Ähnlichkeit mit dem Luzerner Sandstein. Er wird gegen das Hangende zu grobkörniger und karbonatreicher. Sandige Mergel treten als Linsen in der Nagelfluh und als dünne Schichten über den Sandsteinbänken auf, sind meist rot und erreichen selten Mächtigkeiten über einige Dezimeter.

Fossilinhalt: Wir konnten trotz eifriger Suche in unserem Gebiet in der Schüpferegg-Nagelfluh kein einziges Fossil finden.

Alter: Da wir in der Schüpferegg-Nagelfluh keine Fossilien fanden, sind wir für deren Alterseinstufung auf die Fossilfunde im östlichen Nachbargebiet angewiesen. Gegen Osten geht die fluviatile Schüpferegg-Nagelfluh in eine fluviomarine Geröllschüttung über. Auf Grund der marinen Fauna von Luzern (die allerdings, abgesehen von den Gastropoden, die RUTSCH [1929] revidiert hat, neu bearbeitet werden sollte), kann die Schüpferegg-Nagelfluh mit Vorbehalt ins Helvétien gestellt werden.

Lagerung und Tektonik: Die Schüpferegg-Nagelfluh liegt normal über dem Luzerner Sandstein. Das Fallen der Nagelfluhbänke nimmt gegen das Hangende am Rümlig von 66 auf 26° Nord ab, wobei sich auch das Streichen leicht ändert und von 246° unten auf 270° oben umbiegt. Am oberen Rand der Rümligschlucht und westlich des Rümligs steht die Schüpferegg-Nagelfluh steiler als am Rümlig unten. Dementsprechend ist die Nagelfluh verbogen, und wird von Brüchen durchzogen, die teils mit Kalzit belegt sind, Hämatitbeläge aufweisen oder mit roten Mergeln aufgefüllt sind.

Paläogeographie: Wir befinden uns hier noch im fluviatilen Teil der Schüpferegg-Nagelfluh, die gegen Luzern und das Mittelland zu in eine fluviomarine Schüttung übergeht. Die absolute Vormacht der Nagelfluh zeigt, daß unser Gebiet sehr nahe am Schüttungszentrum des im Südwesten benachbarten Napfschuttfächers lag.

Zur Zeit der Aufschüttung der Schüpferegg-Nagelfluh erreichte die Nagelfluhfazies der Napfschüttung ihre größte Ausdehnung. SCHWAB (1960) berichtet von alpinen Geröllen aus der Mulde von St. Imier-Cortébert im Jura. Gegen Nordosten finden wir Gerölle aus der Napfschüttung bis an den Zugersee (SPECK 1953) und in den nördlichen Kanton Zürich (HOFMANN 1960). Die «Uraare» schüttete ein Delta auf, das zuerst nur in Alpennähe (wie in unserem Gebiet) über das miozäne Meer, das immer noch den Molassetrog bedeckte, herausragte. Später verdrängten

die Schuttmassen aus den Alpen das Meer gänzlich aus dem Gebiet des schweizerischen Mittellandes.

1.4. Napf-Schichten (Tortonien, Obere Süßwassermolasse)

Verbreitung: Die Napf-Schichten nehmen flächenmäßig den größten Teil unseres Untersuchungsgebietes ein. Sie bilden die Unterlage der ausgedehnten Quartärlandschaften der Bramegg und des Tales der Kleinen Emme sowie des Fischenbachtales (vgl. Tafel I).

Abgrenzung: Indem wir die mergelig entwickelte Zone zwischen der Schüpferegg-Nagelfluh und den Napf-Schichten an die Basis der letzteren stellen, schließen wir uns den Ansichten früherer Autoren an, die in Anlehnung an KAUFMANN (1886: 285) eine Basismergelzone ausscheiden und diese an die Untergrenze des Tortoniens stellten. Wie bereits erwähnt (S. 32), wurde in unserem Gebiet die Grenze von BAUMBERGER (in FRÖHLICHER 1933) in ein Mergelband gelegt, das 40 m oberhalb des Zusammenflusses von Rümlig und Fischenbach an letzterem aufgeschlossen ist. Dieses dunkle Mergelband, wie es deren in ähnlicher Ausbildung im Tortonien noch viele gibt, wurde unseres Erachtens fälschlicherweise von BAUMBERGER als Basismergelzone der Napf-Schichten in unserem Gebiet betrachtet. Nach unseren Beobachtungen ist die Fortsetzung des Basismergelkomplexes der Napfgegend stratigraphisch weiter unten zu suchen. Wir fanden den für die Basismergelzone im Fontannengebiet typischen Staubsandstein am Rümligknie unterhalb dem Füliloch. Dieser Staubsandstein bildet ebenfalls das Bindemittel der die Basismergelzone begleitenden Nagelfluh. Nirgends sonst in der ganzen Molasseabfolge hat aber die Nagelfluh ein solches siltiges Bindemittel, wie in der Basismergelzone der Napf-Schichten.

Die Napf-Schichten, ins Tortonien gestellt, bilden die jüngste tertiäre Einheit unseres Gebietes. MATTER (1964) konnte anhand von Säugerzähnen nachweisen, daß auch in den höchsten Napf-Schichten, im Gebiet des Napfgipfels, kein Sarmatien mehr vorhanden ist. Die Napfschichten werden diskordant von quartären Ablagerungen überdeckt.

Aufschlüsse: Für den unteren Teil der Napf-Schichten bietet wiederum der Einschnitt des Rümligs den besten Aufschluß. Die Basismergelzone ist ebenfalls aufgeschlossen am Weg, der ins Füliloch führt, im Bach westlich der Fürhaggenegg und in den Hängen oberhalb Munistein. Die eigentlichen Napf-Schichten finden wir außer am Rümlig am Fischenbach, an der Rotenflue, im Schofgraben, Sulzigtobel, in vielen kleineren Bächen und Runsen am rechten Emmeufer und in den kleinen Felswänden am Brameggrücken, nördlich Rengg. Weitaus der größte Teil wird aber von Ablagerungen des Quartärs bedeckt. So können wir leider nichts Genaues über die Mächtigkeit der Napf-Schichten sagen, bevor sie dem Abtrag anheimfielen.

Lithologie: In unserem Gebiet bestehen die Napf-Schichten nicht mehr fast ausschließlich aus Nagelfluh wie weiter südwestlich, sondern Sandsteine und Mergel sind ebenfalls maßgebend am Aufbau dieser Formation beteiligt. Darin kommt deutlich zum Ausdruck, daß wir uns in einer Randpartie des Napfschuttfächers befinden.

In der *Basismergelzone* bildet ein Siltsandstein den Hauptanteil neben Sandsteinen, Nagelfluhbänken und Mergellagen. Fig. 22 (S. 84) zeigt einen Profilausschnitt der Basismergelzone. Die Nagelfluh unterscheidet sich stark von den bis jetzt aus dem Liegenden beschriebenen und der der eigentlichen Napf-Schichten. Ihr Bindemittel besteht aus einem grünlich-grauen Siltsandstein, der auch mehrere Meter mächtige Sandsteinbänke bildet. Der Anteil an Ophiolitgeröllen ist hier größer als in den übrigen Nagelfluhablagerungen. In einer Zählung am Rümlig konnten wir ebenfalls einen sehr hohen Gehalt an roten Graniten feststellen (22 % der gezählten Gerölle). Neben den eben genannten Siltsandsteinen treten gelbbraun anwitternde, gröbere Sandsteine auf. Sie bilden mächtige Bänke, die dann von den eigentlichen Napf-Schichten leicht diskordant überlagert werden. Die grünlich-grauen, tonig-kalkigen Siltsandsteine führen an einigen Orten Bänder gröberen grauen, harten Sandsteins mit gradierter Schichtung. Solche Einschaltungen wiederholen sich einige Male im cm-Bereich. Hie und da findet man mit Rippeln bedeckte Schichtflächen und schlecht erhaltene Pflanzenabdrücke im Siltsandstein. Sandige bunte Mergel finden wir nur als spärliche Zwischenlagen. Der Name Basismergelzone für diese Schichten scheint deshalb nicht ganz am Platz zu sein. Wir müssen aber bedenken, daß der Begriff im zentralen Gebiet des Napfschuttfächers geschaffen wurde, wo die Basismergelzone mit ihren Siltsandsteinen (früher wohl auch als Mergel bezeichnet) zwischen mächtige Nagelfluhablagerungen eingelagert ist.

Die eigentlichen *Napf-Schichten* führen eine Nagelfluh, die etwas besser sortiert ist als die der Schüpferegg-Nagelfluh. Sie ist stark mit einem sandigen und kalkigen Bindemittel verkittet. Ein durchschnittlicher Kristallingeröllanteil von 18,5 % entspricht ziemlich gut dem von MATTER (1964) im zentraleren Teil der Napfschüttung gefundenen. Die Gerölle weisen oft eine Art Politur auf, zeigen Eindrücke und Kratzer. Wir finden in den Napf-Schichten mehr Gerölle > 128 mm als in der Schüpferegg-Nagelfluh. Die Sandsteine treten als Bindemittel der Nagelfluh, Linsen und als bis 10 m mächtige Bänke auf. Wir finden alle Variationen: vom Feinsand- zum Grobsandstein, vom fast karbonatfreien, rostroten tonigen Sandstein bis zum Kalk- und Knauersandstein. Die Wechsellagerung von Nagelfluh, Sandstein und sandigen Mergeln und Tonen im oberen Teil der Napf-Schichten scheint zyklisch zu sein, wo wir sie über längere Profile verfolgen können. Fig. 24 S. 85 zeigt ein solches Profil im Schofgraben, südlich Werthenstein. Ein weiteres Profil in den Napf-Schichten zeigt Fig. 23. Die Mächtigkeit der Nagelfluhbänke und Sandsteinlagen ändert im Streichen sehr rasch. So konnten wir das Auskeilen einer 4 m mächtigen Schicht auf 10 m Horizontaldistanz beobachten.

Fossilinhalt: Die Napf-Schichten sind relativ reich an dunkelgrauen, kohligen, sandigen Mergeln, die oft Gastropoden führen. Diese und weitere Gesteine wurden zum Teil mit Erfolg auf Mikrofossilien untersucht.

An folgenden Stellen fanden wir Fossilien, wobei nach der Koordinatenangabe jeweils die Nummer der Probe in der Belegsammlung angegeben ist:

— im Schwanderholzwald, Koord. 648 470/209 630/650. R 36. [(Säugerzähne, Otolithen, Cyprinidenschlundzähne, Krebsschere, Gastropoden (Lymnaeen und Heliciden), Characeen (Pflanzen)]

— im Sulzigtobel, Koord. 649 800/210 850/670. (Pflanzen)

— im Schofgraben, Koord. 651 600/210 280/600—610. R 11, R 17, R 50—53. (Gastropoden, Characeen, Säugerzähne, Otolithen, Cyprinidenschlundzähne, Ostrakoden)

— im Schofgraben, Koord. 209 300/651 450/810. R 25. (Gastropoden, Characeen, Otolithen, Cyprinidenschlundzähne, Ostrokoden, Pflanzen)

— im Langnauer Wald, Koord. 651 800/210 000/710. R 65. (Gastropoden)

— im Langnauer Wald, Koord. 652 230/209 050/690. R 63. (Gastropoden)

— im Wald ob Ängi, Koord. 652 000/208 120/760. R 59. (Gastropoden, tektonisch oft gelängt)

— am Fischenbach, 40 m oberhalb dessen Zusammenfluß mit dem Rümlig, Koord. 653 120/208 050/565. R 14, R 11. (Gastropoden [Lymnaeen und Heliziden], Ostrakoden)
ca. 60—80 m weiter flußaufwärts befindet sich eine Pflanzenfundstelle. R 54.

— am Rümlig, Koord. 652 900/207 550/575. S 4. (Pflanzen im Sandstein unter der kleinen Brücke)

— am Rümlig, Koord. 652 650/207 400/580—600. R 61, R 62. (Gastropoden in dunklen sandigen Mergeln in der Wand am linken Rümligufer)

— am Weg ins Füliloch, Koord. 652 060/206 590/770. R 55. (Schlecht erhaltene Gastropoden in der Basismergelzone)

— an einem Seitenbach des Rümligs, Koord. 653 200/207 830/600. R 58. (Gastropoden, Otolithen, Characeen)

— zwischen Fischenbach und dem Schachner Wald sind meist in den Bächlein sandige Mergel aufgeschlossen, in denen hie und da tektonisch mitgenommene Gastropoden zu finden sind.

— KAUFMANN (1872: 523) erwähnt einen Fund von *Rhinoceros incisivus* vom rechten Emmeufer unterhalb Werthenstein, ca. Koord. 651 000/211 100/540.

Folgende Fossilien konnten bestimmt werden:

Säugetiere:	*Talpide* indet. (alle R 36) *Dimylide* indet. *Sciuride* indet. *Myoxide* indet. *Pseudotheridomys* sp. *Cricetodon minus* LARTET *Cricetodon gregarium* SCHAUB *Cricetodon helveticum* SCHAUB *Cricetodon breve* SCHAUB
Gastropoden:	*Bythinia glabra* (ZIETEN 1930) Lymnaeen Heliziden
Süßwasserostrakoden:	*Candona cf. steinheimensis* SIEBER (R 11, R 20) *Darwinula cylindrica* STRAUB (R 11) *Eucypris? candonaeformis* STRAUB (R 11) *Darwinula* sp. (R 25) *Cyclocypris?* sp. (R 25) *Candona* sp. (R 25) *Herpetocypris?* sp. (R 25)
Charophyten:	*Tectochara meriani helvetica* MÄDLER 1955 (R 11) *Maedlerisphaera ulmensis* (STRAUB) HORN AF RANTZIEN 1959 (R 11) *Kosmogyra ovalis* MÄDLER 1955 (= *Croftiella* HORN AF RANTZIEN 1959 (R 11) Eine neue Art der Gattung *Grambasitchara* HORN AF RANTZIEN 1959 (R 25)

Die paläontologische Beschreibung der Fischreste in den Napf-Schichten erfolgt in einem eigenen Kapitel S. 39.

Alter: MATTER (1964) konnte anhand von Säugerzähnen und Gastropoden das tortone Alter der Basismergelzone der Napf-Schichten in seinem Gebiet beweisen. In unserem Gebiet ist die Basismergelzone am Rümlig fossilfrei, und am Weg ins Füliloch fanden wir nur sehr schlecht erhaltene, tektonisch verformte Gastropoden, die nicht bestimmbar waren.

Die Characeen-Vergesellschaftung der eigentlichen Napf-Schichten läßt eine Einstufung der Proben ins Tortonien zu; es fehlt ihr allerdings die für schweizerisches Tortonien typische Form *Tectochara tortonica* MÄDLER.

Den wertvollsten Beitrag zur altersmäßigen Einstufung der Napf-Schichten lieferten Säugerzähne des Fundpunktes R 36 (= CH/1149/2 im Kataster der Fundorte fossiler Säugetiere der Schweiz im Museum Basel) die in freundlicher Weise von Herrn Dr. J. Hürzeler (Basel) bestimmt wurden. Herr Dr. Hürzeler schreibt dazu (Brief vom 25. 5. 1965): «Vom Fundpunkt R 36 konnten folgende Formen festgestellt werden: (Liste siehe oben). Es handelt sich ausschließlich um Einzelzähne, von denen einige so schlecht erhalten sind, daß sie sich nicht näher bestimmen lassen. Für andere (wie vor allem für die Sciuriden und Myoxiden) fehlen vorderhand die monographischen Vorarbeiten, um brauchbare chronologische Schlüsse ziehen zu können. Über das geologische Alter der Faunula kann gleichwohl kein Zweifel bestehen. Es handelt sich um *oberes Vindobonien* (im Sinne von H. G. STEHLIN), was nach landesüblicher Auffassung der Geologen dem Tortonien entspricht. Entscheidend für diese Altersbestimmung sind vor allem die hamsterartigen Nagetiere *(Cricetodon)*. Daß hier nahezu die ganze Phalanx der obervindobonischen *Cricetodon*-Spezies vertreten ist, gibt ihr ein besonderes Gewicht. Die übrigen Formen ergänzen das gewohnte Bild noch etwas, schließen aber auf alle Fälle ein obervindobonisches Alter nicht aus.

Die Frage, ob es sich um ein höheres oder tieferes Niveau der obervindobonischen Stufe handelt, ließe sich nur an Hand eines umfangreichen Materials und durch eine eingehende Vergleichung mit den bekannten Faunen von Sansan (Gers), La Grive - St. Alban (Isère), Schwamendingen und Rümikon (Zürich) etc. feststellen.»

Die Gastropoden und Fischreste lieferten keinen weiteren Beitrag zur chronostratigraphischen Einordnung der Napf-Schichten.

Lagerung und Tektonik: Die normale Lagerung der Napf-Schichten erkennen wir an Rinnen und deren Ausfüllung, gradierter Schichtung und Rippeln. Im Rümligprofil können wir sehr schön beobachten, wie in den Napf-Schichten bachabwärts das Fallen langsam von 26° Nord auf 20° Süd umbiegt. Hier quert die von Farnbüel kommende Farnbüel-Synklinale den Rümlig (vgl. Fig. 1). Die nördlich anschließende Bramegg-Antiklinale wurde schon von KAUFMANN (1872) beobachtet und verläuft, mit einem Axialgefälle von 3–5°, von der Bramegg ostwärts und quert die Kleine Emme nördlich Schachen bei Mittler Langnau (s. a. KOPP 1962 b). Von der Bramegg-Antiklinale fallen die Schichten allmählich gegen Wolhusen immer flacher. Sowohl die Farnbüel-Synklinale als auch die Bramegg-Antiklinale sind im Großen gut zu erkennen. Sie aber anhand von Schichtmessungen festzustellen, ist schwieriger; an den Aufschlüssen, wo Messungen vorgenommen werden können, ist es unmöglich festzustellen, ob man nicht die Schrägschichtung einer Rinnenfüllung mißt.

Auch die Napf-Schichten sind von zahlreichen kleinen Brüchen durchzogen, die teilweise Kalzitbeläge haben und im Bach südlich der Rotenflue und bei Wolhusen Palygorskit führen. Die Streichrichtung der Brüche ist oft N–S, das Fallen sehr steil.

Paläogeographie: Unser Gebiet befindet sich zur Zeit der Ablagerung der Napf-Schichten deutlich abseits des Zentrums der Nagelfluhschüttung in der Napfgegend. Die Nagelfluhschüttung erreichte unser Gebiet nur noch hie und da, so daß in der Zwischenzeit Sandsteine und Mergel sedimentiert werden konnten. Zeitweise lag das Gebiet zwischen Überflutungen trocken (rostrote, ausgelaugte Verwitterungshorizonte) und trug zum Teil eine Pflanzendecke (dunkelgraue, oft kohlige, sandige Mergel mit Landfossilien und Pflanzenabdrücken). Limnische Bildungen sind z. B. im Schofgraben südwestlich Werthenstein und an der Kleinen Emme westsüdwestlich Doppleschwand aufgeschlossen (Koord. 647 600/207 400/621). Sie zeigen, daß zu gewissen Zeiten Kalkausscheidung in stehenden Gewässern über längere Zeiträume stattfinden konnte. Zahlreiche Erosionsdiskordanzen und Rinnenfüllungen deuten an, daß die Flüsse oft ihr Bett wechselten und zeitweise weite Gebiete überschwemmten. Dieses Bild wird ergänzt durch den Fund von Otolithen von *Umbra praekrameri* WEINFURTER in der Probe R 36. Die heute noch in Europa und Nordamerika lebenden Arten der Gattung Umbra sind ausschließlich an Süßwasser in Überschwemmungsgebieten gebunden.

Wie in unserem Gebiet, ist auch südwestlich davon, bei MATTER (1964) die Nagelfluhschüttung der Napf-Schichten häufiger durch sandige und mergelige Ablagerungen unterbrochen als in der liegenden Schüpferegg-Nagelfluh. Sie erreicht auch nicht mehr dieselbe flächenhafte Ausdehnung, wie in der Schüpferegg-Nagelfluh, wo die Geröllschüttung bis ins Gebiet des heutigen Juras hinein reichte. Anderseits sind die Napf-Schichten auch heute noch beträchtlich mächtiger als die Schüpferegg-Nagelfluh, die eine Mächtigkeit von ca. 350 m aufweist. Die primäre Mächtigkeit der Napfschichten läßt sich kaum schätzen, da seit ihrer Ablagerung durch Erosion große Teile wieder abgetragen wurden; heute beträgt ihre Mächtigkeit am Napf, über der Basismergelzone gemessen, ca. 600 m (MATTER 1964).

Es scheint, daß der Schüttungsmechanismus der beiden Ablagerungen verschieden war. In der Schüpferegg-Nagelfluh sind die Nagelfluhbänke durchschnittlich mächtiger und können über größere Distanzen im Streichen und Fallen verfolgt werden als in den Napf-Schichten, wo sie oft seitlich auskeilen. Möglicherweise entsprechen die ausgedehnten Nagelfluhen der Schüpferegg-Nagelfluh (?Helvétien) einigen starken Bewegungen – starken Hebungen und/oder entsprechende Senkung im Molassetrog. Die Flüsse vermochten dann dank der höheren Reliefenergie Gerölle quer durch das ganze, vom miozänen Meer bedeckten Becken zu transportieren. Demgegenüber erfolgte die Schüttung der Napf-Schichten in kleineren Schüben, die sich oft wiederholten und so zusammen eine große Mächtigkeit erreichten, ohne weite Flächen zu bedecken.

WEILER (1952) hat schon darauf hingewiesen, daß die Fischfauna aus dem Stampien des Steinibachs (ca. 13 km südwestlich unseres Gebietes) Anklänge an die Fischfauna des oligozänen Oberrheintalgrabens aufweise. Die im nächsten Abschnitt beschriebenen Fischotolithen aus den Napf-Schichten weisen wiederum auf eine Verwandtschaft mit Formen aus dem Aquitanien der Oberrheintalgrabens hin. Außer der Süßwasserform *Umbra praekrameri* WEINFURTER fehlen die meisten ge-

fundenen, stark euryhalinen, primär marinen Formen im Wienerbecken. Die Cypriniden unseres Gebietes findet man sowohl im Oberrheingebiet als auch in der bayrischen miozänen Molasse, ferner auch in Öhningen. Es scheint also, daß die marine Reliktfauna, die sich den Süßwasserverhältnissen angepaßt hat, von einer Verbindung mit dem Meer im Oberrheintalgraben herstammt, während die Süßwasserformen auch auf eine Verbindung nach Osten weisen.

1.4.1. Paläontologische Beschreibung der Fischreste in den Napf-Schichten

In den geschlämmten Proben fanden wir neben Gastropodenschalen, Characeen, Knochenresten, Ostracoden und Säugerzähnen auch isolierte Schlundzähne von Cypriniden und Otolithen von Fischen.

Die ersten Funde bestimmte mir in freundlicher Weise Herr Prof. WEILER (Worms). Mit weiterem Material reiste ich später nach Worms, wo mich Herr Prof. WEILER in die Bestimmung von Otolithen und Schlundzähnen einführte. Ich möchte Herrn Prof. WEILER, der auch das Manuskript dieses Teils meiner Arbeit durchlas, herzlich für seine Hilfe danken.

Da die bisher in der Schweiz gefundenen Otolithen und Schlundzähne nur wenig Beachtung fanden, möchten wir diesen Mikrofossilien hier mehr Platz einräumen, als es in geologischen Arbeiten sonst üblich ist. Otolithen sind in marinen, brackischen und limnischen Ablagerungen zu finden, ebenso die Schlundzähne von Cypriniden, die aber in marinen Sedimenten fehlen. Besonders in limnischen Ablagerungen sind Otolithen und Schlundzähne oft die einzigen bestimmbaren Mikrofossilien.

Wir fanden Vertreter nachstehender Familien, Gattungen und Arten[1].

1 Ein Überblick über die nachgewiesenen Arten und ihre Verteilung auf die einzelnen Fundpunkte ist in Tabelle 1 zusammengestellt.

1.4.1.1. Familie *Cyprinidae*

Von dieser Familie liegen nur isolierte Schlundzähne vor. Da sich bei verschiedenen Gattungen die Schlundzähne sehr ähnlich sind, ist ihre sichere Bestimmung schwierig. Dazu kommt, daß Kreuzungen zwischen verschiedenen Gattungen und Arten zu erwarten sind, die auch die Zahnform beeinflussen.

Wir verwenden im folgenden die von RUTTE (1962) vorgeschlagenen Termini zur Beschreibung.

Aspius sp. Fig. 11: 1

Zu dieser Gattung stellen wir, mit Vorbehalt, leicht S-förmig gebogene, nicht angekaute Schlundzähne.

Vorkommen: R 25 (R 50?).

Leuciscus sp. Fig. 11: 2

Schlundzähne von *Leuciscus* fanden wir in großer Zahl in R 25. Der in Fig. 11: 2 dargestellte Schlundzahn stimmt recht gut mit den von RUTTE (1962) dargestellten Schlundzähnen von *Leuciscus* überein. Charakteristisch ist der ca. 45 ° betragende Kauflächenwinkel.

Vorkommen: R 25, R 36.

Scardinius sp. Fig. 11: 3

Der lange, schlanke, gerade Schlundzahn in Fig. 11: 3 ist stark abgekaut und weist einen Kauflächenwinkel von ca. 10 ° auf, was für *Scardinius* typisch ist.

Vorkommen: R 25.

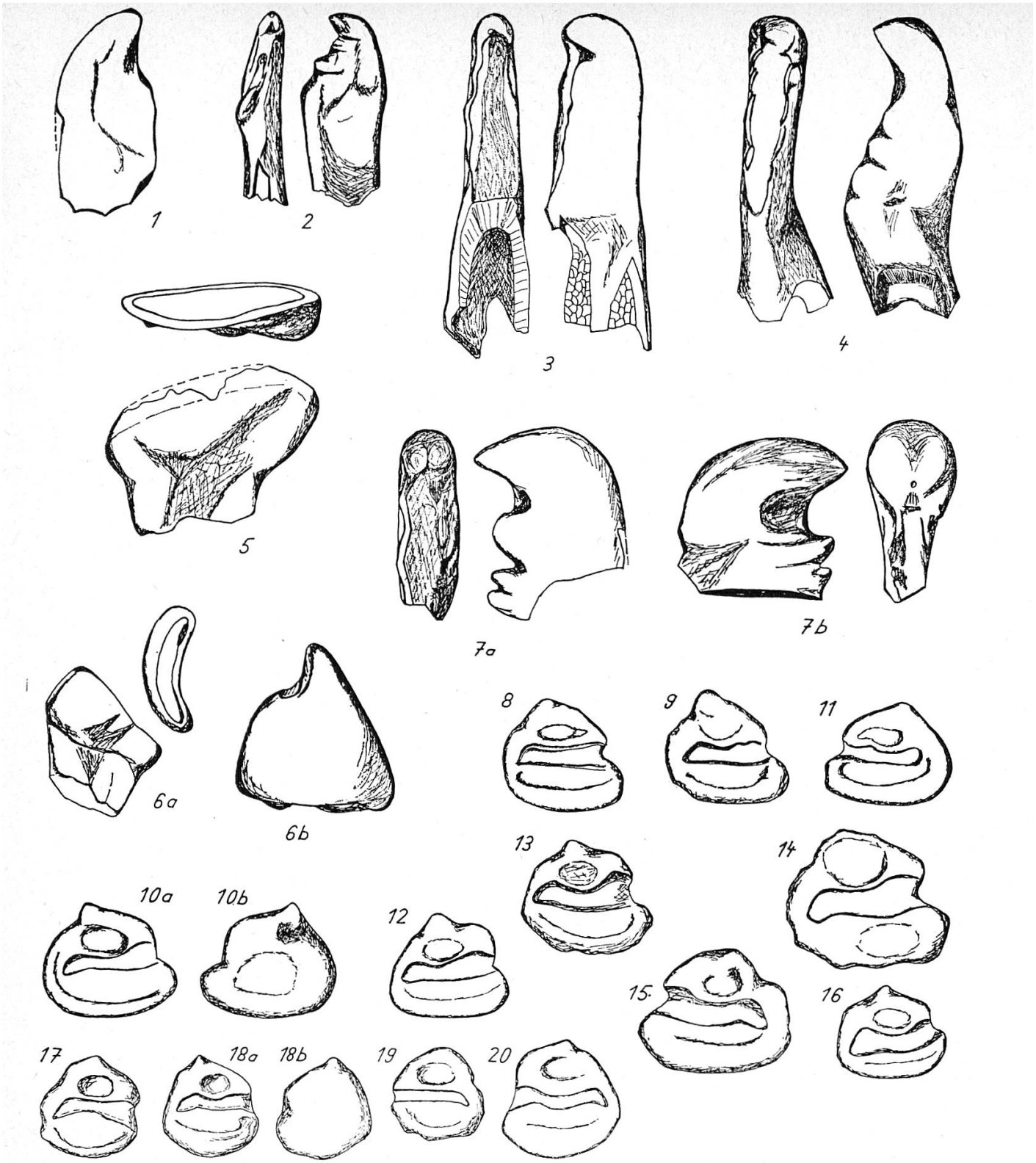


Fig. 11: 1 *Aspius* sp. — Schlundzahn von der Seite — ca. ×33
2 *Leuciscus* sp. — Schlundzahn von der Seite und von oben — ca. ×20
3 *Scardinius sp.* — Schlundzahn von der Seite und von oben — ca. ×20
4 *Alburnus* sp. — Schlundzahn von der Seite und von oben — ca. ×20
5 *Rhodeus* sp. — Schlundzahn von der Seite und von oben — ca. ×20
6 *Tinca* sp. — a) und b), zwei Schlundzähne von der Seite, a) auch von oben — ca. ×33
7 *Serrodens* sp. — Schlundzähne von der Seite und von oben — ca. ×20 (7a), ×33 (7b)
8—16 *Prolebias weileri* n. sp. — Otolithen von innen, 10b von außen — ca. ×20
17—20 *Prolebias napfi* n. sp. — Otolithen von innen, 18b von außen — ca. ×20

Alburnus sp. Fig. 11: 4

Der abgebildete Schlundzahn ist schlank, leicht S-förmig gebogen und weist einen Kauflächenwinkel von ca. 25 ° auf, was nach RUTTE (1962) für die Gattung *Alburnus* spricht.

Vorkommen: R 25.

Rhodeus sp. Fig. 11: 5

Der abgebildete Schlundzahn dieser Gattung besitzt eine breit abgeschliffene Kaufläche und keine Hakenspitze.

Vorkommen: R 25.

Tinca sp. Fig. 11: 6

Die Schlundzähne von *Tinca* sind sehr leicht zu erkennen und relativ häufig anzutreffen. Fig. 11: 6b zeigt einen Schlundzahn mit noch leichter Andeutung eines kleinen Hakens, während in Fig. 11: 6a die für *Tinca* typische, halbmondförmige Kaufigur gut zu sehen ist.

Vorkommen: R 17, R 50, R 52, R 25.

Serrodens sp. Fig. 11: 7

Von dieser bisher nur in Öhningen gefundenen Gattung, die keinem rezenten Cypriniden vergleichbar ist, fanden wir drei Schlundzähne, deren Bestimmung liebenswürdigerweise von Herrn Prof. E. RUTTE bestätigt wurde. Die abgebildeten Schlundzähne sind leider schon weit vorne abgebrochen.

Vorkommen: R 25, R 36.

1.4.1.2. Familie *Cyprinodontidae*

Von dieser und von den weiteren zu beschreibenden Familien liegen nur isolierte Otolithen vor.

Prolebias weileri n. sp. Fig. 11: 8—16

Derivatio nominis: zu Ehren von Herrn Prof. W. WEILER (Worms)

Holotypus: Fig. 11: 10

Locus typicus: Schofgraben, Koord. 651 600/210 280/600 m, R 50

Stratum typicum: Napf-Schichten

Diagnose: Ein Otolith mit meistens breit abgerundetem hinterem Rand, nach hinten verschobenem, dorsalem, ausgezogenem Knick und vorstehendem Rostrum.

Beschreibung: Beim Holotypus (Fig. 11: 10) verläuft der Rand in elegantem Bogen vom vorstehenden, abgerundeten Rostrum um das Hinterende des Otolithen und bildet hinter dem zipfelförmig ausgezogenen, nach hinten verschobenen medianen Knick eine kleine Einbuchtung. Die abgerundete antirostrale Partie springt nicht vor, die darunter liegende Excisura ist konkav. Der untere Sulcusrand verläuft schwach gewellt nach hinten, wo die verjüngte Cauda etwas nach hinten/unten weist. Der obere Rand ist unter der ausgeprägten Area konkav gebogen und führt dann in konvexem Bogen zur Excisura. Die Ventrallinie verläuft parallel dem Ventralrand bis zum Hinterende der Cauda. Die Außenseite des Otolithen ist unregelmäßig und nur schwach gewölbt.

Abänderungen: Bei einigen Exemplaren (Fig. 11: 8, 11, 13, 14, 15) springt das Antirostrum leicht vor. Der Rand des Otolithen der Fig. 11: 13 und 14 ist weniger glatt als der des Holotypus und am Hinterende geknickt. An den Fig. 11: 13, 15 und 16 dargestellten Otolithen ist der Übergang zwischen Dorsal- und Ventralrand etwas abgeflacht.

Taxionomie: Von *Prolebias meyeri* AGASSIZ unterscheiden sich die beschriebenen Otolithen durch ihre verhältnismäßig etwas größere Breite. Von dem in dieser Hinsicht mit ihnen gut übereinstimmenden *Prolebias praecursor* WEILER trennt sie der weiter nach hinten verschobene mediane Zipfel des Dorsalrandes (WEILER 1963, S. 25, Abb. 75—79; S. 27, Abb. 84—89).

Maße der Otolithen (in mm)

L	0,83	H	0,73	L:H	1,14	(Fig. 11: 8)
	0,83		0,77		1,09	(Fig. 11: 9)
	0,93		0,77		1,21	(Fig. 11: 10)
	0,87		0,70		1,23	(Fig. 11: 11)

0,83	0,70	1,19	(Fig. 11: 12)
0,90	0,77	1,17	(Fig. 11: 13)
1,13	0,93	1,22	(Fig. 11: 14)
1,05	0,83	1,26	(Fig. 11: 15)
0,73	0,63	1,19	(iFg. 11: 16)

Vorkommen: R 17, R 50

Prolebias napfi n. sp. Fig. 11: 17—20

Derivatio nominis: nach dem Berg, nach dem die Napf-Schichten ihren Namen erhielten

Holotypus: Fig. 11: 18

Locus typicus: Schofgraben, Koord. 651 600/210 280/600 m, R 17

Stratum typicum: Napf-Schichten

Diagnose: Ähnlich den Otolithen von *Prolebias meyeri* AGASSIZ, aber etwas abgerundeter in der Form und relativ ein wenig breiter.

Beschreibung: Unterhalb der schwach konkaven Excisura springt das abgerundete Rostrum nur wenig vor (Fig. 11: 18). Der glatte Ventralrand verläuft im Bogen zum rundlichen postventralen Eck. Von hier zieht der Rand gestreckt nach oben/vorne zum angedeuteten postdorsalen Knick. Der Dorsalrand hat einen nach hinten verschobenen, zipfelförmig ausgezogenen Medianknick. Das Antirostrum ist rund und springt nicht vor. Die ovale Area ist wohlbegrenzt. In der Mitte des Ventralfeldes, unter dem geschwungenen, kaum gegliederten und supramedian liegenden Sulcus verläuft die Ventrallinie. Das verjüngte Ende des Sulcus weist nach hinten/unten. Die Außenseite des Otolithen ist schwach gewölbt.

Abänderungen: Der Umriß des Otolithen in Fig. 11: 20 ist abgerundeter als der des Holotypus. Der Fig. 11: 17 wiedergegebene Otolith stimmt in den Maßen mit den anderen überein, doch ist der hintere Teil des Dorsalrandes kräftiger gewellt.

Taxionomie: Nach ihren Proportionen stehen die beschriebenen Otolithen zwischen dem vorgehend beschriebenen *Prolebias weileri* n. sp. und *Prolebias altus* WEILER (WEILER 1963, S. 29, Abb. 92—105).

Maße der Otolithen (in mm)

L	0,65	H	0,67	L:H	0,97	(Fig. 11: 17)
	0,65		0,67		0,97	(Fig. 11: 18)
	0,63		0,63		1,00	(Fig. 11: 19)
	0,85		0,82		1,04	(Fig. 11: 20)

Vorkommen: R 17, R 53, R 58

Aphanius cf. germaniae WEILER Fig. 12: 1—4

Die dargestellten Otolithen erinnern an *Aphanius germaniae* WEILER (WEILER 1963, S. 30, Abb. 106—112), unterscheiden sich jedoch von ihm durch etwas gedrungenere Form, die sich auch im abweichenden Verhältnis von Länge:Höhe verrät. Weiter ist das Rostrum relativ kürzer und das postventrale Eck stärker abgerundet. Allem Anschein nach vertreten diese Otolithen eine eigene Art.

Maße der Otolithen (in mm)

L	0,92	H	0,83	L:H	1,11	(Fig. 12: 1)
	1,04		0,97		1,07	(Fig. 12: 2)
	0,80		0,75		1,07	(Fig. 12: 3)
	0,88		0,83		1,06	(Fig. 12: 4)

Vorkommen: R 50, R 17, R 36

Aphanius? sp. 1 Fig. 12: 5—7

Mit der Gattung *Aphanius* haben die drei abgebildeten Otolithen zwar den dreieckigen Umriß gemeinsam, aber ihr Dorsalfeld verbreitert sich durch den ansteigenden Dorsalrand derart, daß sein höchster Punkt sehr weit nach hinten zu liegen kommt, etwa oberhalb der Stelle, wo das Ende der Cauda nach unten umbiegt. Da außerdem Höhe und Umrisse des Dorsalfeldes bei den drei Otolithen Unterschiede erkennen lassen, über deren taxionomischen Wert noch keine Entscheidung möglich ist, sehen wir vorläufig von einer Benennung ab und bezeichnen die Stücke als *Aphanius?* sp. 1.

Maße der Otolithen (in mm)

L	1,17	H	0,97	L:H	1,20	(Fig. 12: 5)
	1,23		1,00		1,23	(Fig. 12: 6)
	0,93		0,83		1,12	(Fig. 12: 7)

Vorkommen: R 50, R 58

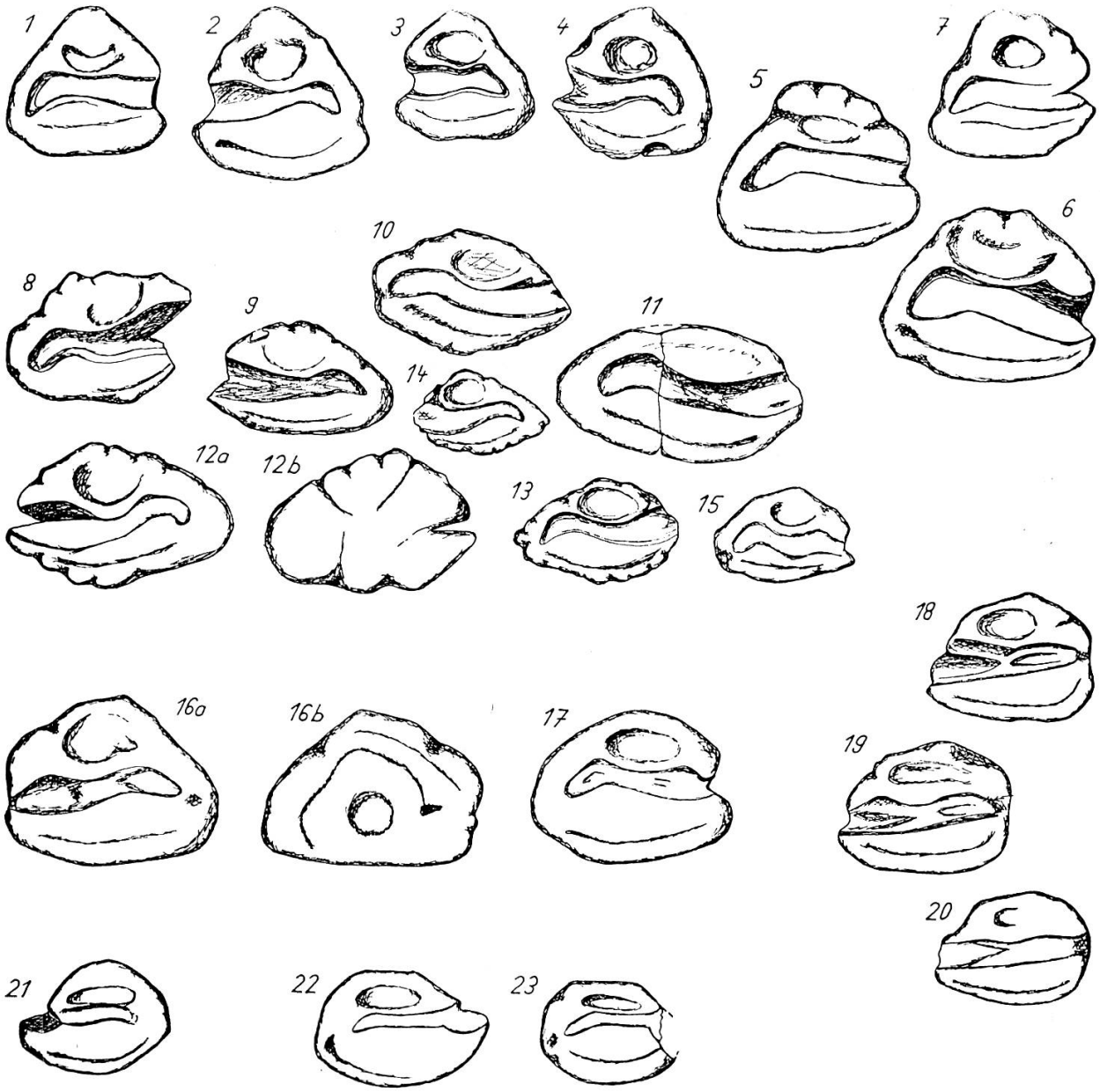


Fig. 12: 1—4 *Aphanius cf. germaniae* WEILER — Otolithen von innen — ca. ×20
5—7 *Aphanius ?* sp. 1 — Otolithen von der Innenseite — ca. ×20
8—15 *Otol. (Cyprinodontiarum?) ellipticus* n. sp. — Otolithen von innen, 12b von außen — ca. ×4 (11), ×8 (9, 13, 14), ×13 (10), ×20 (8, 12), ×33 (15)
16—17 *Otol. (Cyprinodontidarum ?)* sp. 1 — Otolithen von innen, 16b von außen — ca. ×20
18—20 *Umbra praekrameri* WEINFURTER — jugendliche Otolithen von innen — ca. ×20
21 *Smerdis ?* sp. — jugendlicher Otolith von der Innenseite — ca. ×20
22—23 *Morone ?* sp. — jugendliche Otolithen von innen — ca. ×20

Otol. (Cyprinodontidarum?) ellipticus n. sp. Fig. 12: 8—15

Derivatio nominis: vom elliptischen Umriß der Otolithen

Holotypus: Fig. 12: 12

Locus typicus: Schofgraben, Koord. 651 600/210 280/600 m, R 53

Stratum typicum: Napf-Schichten

Diagnose: Ein Otolith von ± elliptischem Umriß und S-förmig geschwungenem, hinten sich verjüngendem Sulcus.

Beschreibung: Die gekerbten Ränder des Holotypus (Fig. 12: 12) bilden einen ± elliptischen Umriß. Das zugespitzte Rostrum steht etwas mehr vor als das abgerundete Antirostrum. Von diesem steigt der Dorsalrand zu einem wenig betonten Knick auf, um dann etwas flacher zum Hinterende abzufallen. Fast spiegelbildlich verläuft von hier der konvexe Ventralrand zum Rostrum. Im Anschluß an das breite Ostium verengt sich der Sulcus zur schmalen, nach hinten ansteigenden Cauda, deren verjüngtes Ende nach hinten/unten weist. Die rundliche Area nimmt einen großen Teil der Dorsalfläche ein, während die Ventrallinie nicht ganz die Länge des Sulcus erreicht. Der relativ flache Otolith ist nach außen gebogen; die Außenseite wird von kerbenartigen Einbuchtungen unterteilt.

Abänderungen: Der Otolith der Fig. 12: 11 ist relativ flacher als die übrigen; ihm fehlt die sonst bei allen Exemplaren vorhandene unregelmäßige Kerbung der Ränder (abgerollt?).

Toxionomie: Die Gattung der wohl ebenfalls zu den Zahnkarpfen zu stellenden Otolithen konnte nicht ausfindig gemacht werden. Ihres elliptischen Umrisses wegen werden sie als *Otol. (Cyprinodontidarum?) ellipticus* n. sp. bezeichnet. Sie scheinen der vorher beschriebenen Art nahe zu stehen.

Maße der Otolithen (in mm)

L	1,07	H	0,73	L:H	1,48	(Fig. 12: 8)
	2,55		1,56		1,64	(Fig. 12: 9)
	1,73		1,07		1,60	(Fig. 12: 10)
	6,80		3,75		1,81	(Fig. 12: 11)
	1,30		0,82		1,59	(Fig. 12: 12)
	2,27		1,44		1,57	(Fig. 12: 13)
	1,89		1,16		1,52	(Fig. 12: 14)
	0,50		0,32		1,56	(Fig. 12: 15)

Vorkommen: R 17, R 50, R 51, R 53, R 58

Otol. (Cyprinodontidarum?) sp. 1 Fig. 12: 16—17

Die abgebildeten Otolithen sind alle bedeutend länger als hoch. Der Ventralrand ist gewölbt, das postventrale Eck auf der Höhe des Sulcusendes abgerundet. Der Dorsalrand ist glatt gewölbt (Fig. 12: 16) oder mit medianem, spitzem Knick versehen. Vorne verengt sich der Sulcus stark und mündet in Fig. 12: 17 in eine kerbenartige Excisura. Die Außenseite der Otolithen weist in der Mitte eine runde, wohl durch Verwitterung entstandene Vertiefung auf. Die Zuweisung dieser wahrscheinlich zu den Zahnkarpfen gehörenden Otolithen zu einer bestimmten Gattung war noch nicht möglich.

Maße der Otolithen (in mm)

L	1,22	H	0,96	L:H	1,26	(Fig. 12: 16)
	1,18		0,90		1,29	(Fig. 12: 17)

Vorkommen: R 17, R 50

1.4.1.3. Familie *Umbridae*

Umbra praekrameri WEINFURTER Fig. 12: 18—20

Die abgebildeten, noch jugendlichen Otolithen sind von der gleichen, aus dem Oberpannon des Wienerbeckens beschriebenen Art.

Maße der Otolithen (in mm)

L	0,96	H	0,73	L:H	1,32	(Fig. 12: 18)
	0,98		0,75		1,31	(Fig. 12: 19)
	0,92		0,63		1,44	(Fig. 12: 20)

Vorkommen: R 36

1.4.1.4. Familie *Serranidae*

Smerdis? sp. Fig. 12: 21

Mit Vorbehalt stellen wir den jugendlichen Otolithen der Fig. 12: 21 zu dieser Gattung. Eine artliche Bestimmung ist nicht möglich, da der Otolith ziemlich verwittert ist.

Maße des Otolithen (in mm)

L	0,85	H	0,65	L:H	1,31	(Fig. 12: 21)

Vorkommen: R 51

Morone? sp. Fig. 12: 22—23

Die abgebildeten, jugendlichen Otolithen stimmen im Umriß und in der Form des Sulcus ± mit den Abbildungen und der Beschreibung jugendlicher Stücke dieser Gattung überein, ohne aber gekerbte Ränder zu besitzen (WEILER 1960, S. 26, Abb. 24).

Maße der Otolithen (in mm)

L	1,0	H	0,67	L:H	1,50	(Fig. 12: 22)
	0,77		0,60		1,27	(Fig. 12: 23)

Vorkommen: R 17, R 51

1.4.1.5. Familie *Gobiidae*

Gobius cf. altus WEILER Fig. 13: 1

Zu dieser Art möchten wir mit Vorbehalt einen noch jugendlichen Otolithen stellen, der recht gut mit WEILERs Abbildungen etwa gleichgroßer Exemplare dieser Art übereinstimmt.

Maße des Otolithen (in mm)

L	0,65	H	0,73	L:H	0,90	(Fig. 13: 1)

Vorkommen: R 51

Gobius cf. francofurtanus KOKEN Fig. 13: 2—8

Die abgebildeten Otolithen sind denen des *Gobius francofurtanus* KOKEN aus dem Oberrheingraben und seiner nördlichen Fortsetzung sehr ähnlich, doch ist der postdorsale Lappen schwächer entwickelt. Sowohl der Umriß als auch der Sulcus, die Area und die Ventrallinie entsprechen annähernd WEILERs Abbildungen und Beschreibungen dieser Art, die verschiedene Lokalformen umfaßt. Die Außenseite der Otolithen ist schwach gewölbt, ohne durch eine vollständige Längsdepression unterteilt zu sein. Am Otolithen Fig. 13: 8 ist das postventrale Eck sporenartig verlängert. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um eine dem *Gobius francofurtanus* nahestehende, eigene Art.

Maße der Otolithen (in mm)

L	1,30	H	1,13	L:H	1,15	(Fig. 13: 2)
	1,18		1,03		1,14	(Fig. 13: 3)
	1,45		1,28		1,14	(Fig. 13: 4)
	1,13		0,94		1,20	(Fig. 13: 5)
	1,10		0,91		1,21	(Fig. 13: 6)
	1,05		0,89		1,15	(Fig. 13: 7)
	1,32		1,05		1,26	(Fig. 13: 8)

Vorkommen: R 17, R 50, R 51, R 36

Gobius helvetiae n. sp. Fig. 13: 9—15

Derivatio nominis: nach der Schweiz, wo diese Art nun erstmals gefunden wurde

Holotypus: Fig. 13: 9

Locus typicus: Schwanderholzwald, Koord. 648 470/209 630/650 m, R 36

Stratum typicum: Napf-Schichten

Diagnose: Der annähernd rechteckige Umriß des Otolithen weist vorne und hinten eine ± median gelegene Einbuchtung auf. Der Dorsalrand ist glatt bis schwach gewellt.

Beschreibung: Der Dorsalrand des Holotypus (Fig. 13: 9) ist flach gewölbt. Vorderer und hinterer Rand des Otolithen bilden mit dem Ventralrand einen Winkel von ca. 90°. Der Ventralrand ist leicht konvex und umzieht das abgerundete post- und praeventrale Eck. Eine postdorsale Lappenbildung ist angedeutet. Sulcus, Area und Ventrallinie stimmen im wesentlichen mit denen von *Gobius cf. francofurtanus* überein. Die Außenseite des Otolithen ist unregelmäßig gewölbt, so daß seine dickste Stelle im postventralen Bereich liegt.

Abänderungen: Die post- und praedorsalen Ecken des Dorsalrandes und des Ventralrandes können mitunter etwas deutlicher ausgebildet sein, auch schwanken Form und Stärke des postdorsalen Lappens.

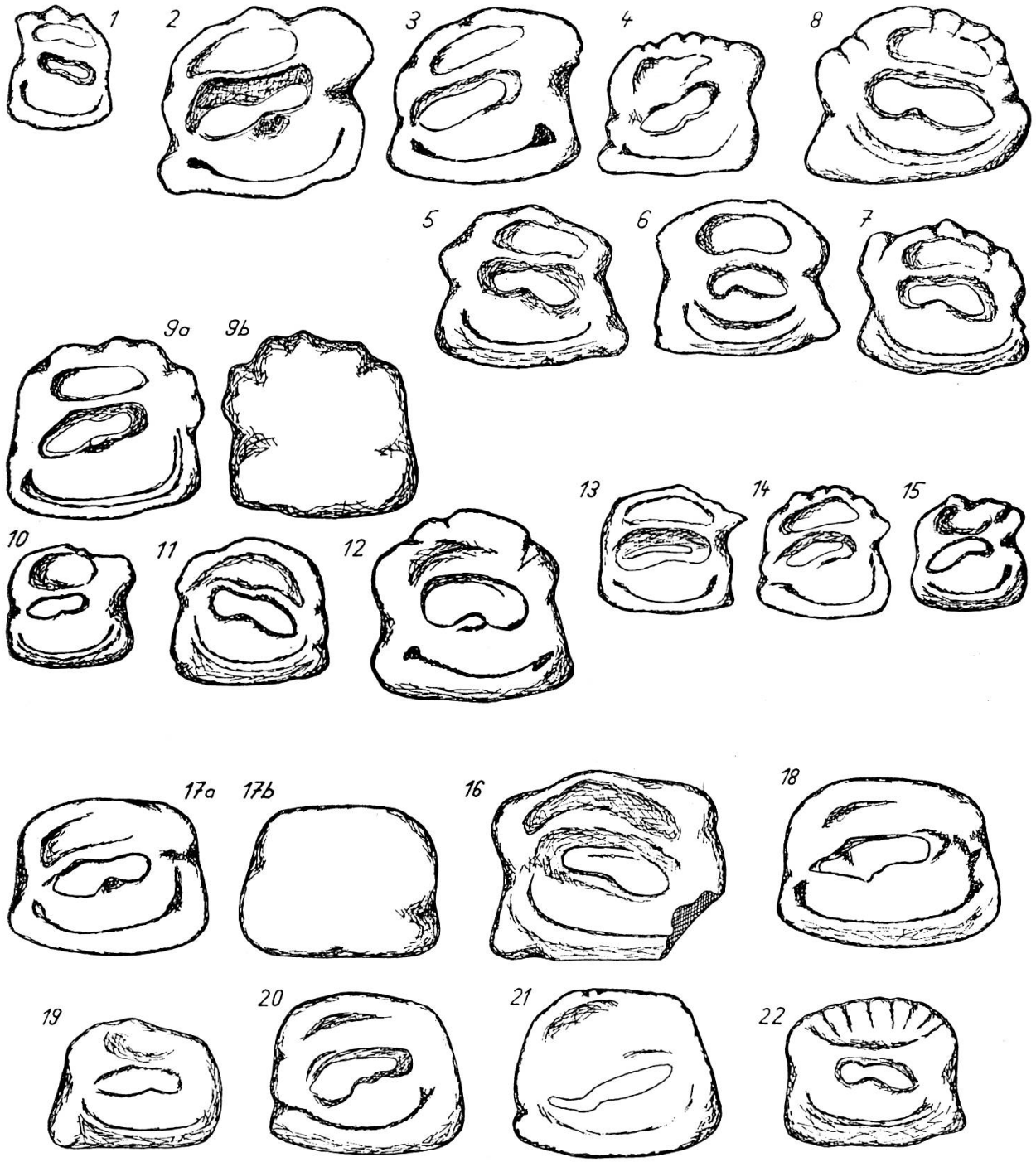


Fig. 13: 1 *Gobius cf. altus* WEILER — jugendlicher Otolith von innen — ca. ×20
2—8 *Gobius cf. francofurtanus* KOKEN — Otolithen von innen — ca. ×20, 4 nur ×13
9—15 *Gobius helvetiae* n. sp. — Otolithen von innen, 9b von außen, ca. ×20
16—22 *Gobius longus* n. sp. — Otolithen von innen, 17b von außen — ca. ×20

Taxionomie: Diese Art ist gekennzeichnet durch ihren regelmäßigen, fast quadratischen Umriß, der durch die mehr oder weniger senkrecht auf der Ventralkante stehende Vorder- und Hinterkante bedingt ist. Von *Gobius cf. francofurtanus* unterscheidet sie sich durch das ein wenig kleinere Verhältnis von Länge zu Höhe.

Jugendformen: Die in Fig. 13: 13—15 abgebildeten Otolithen scheinen von jugendlichen Individuen dieser Art zu stammen.

Maße der Otolithen (in mm)

L	1,16	H	1,08	L:H	1,08	(Fig. 13: 9)
	0,77		0,75		1,02	(Fig. 13: 10)
	0,98		0,90		1,09	(Fig. 13: 11)
	1,18		1,13		1,05	(Fig. 13: 12)
	0,90		0,78		1,14	(Fig. 13: 13)
	0,83		0,77		1,09	(Fig. 13: 14)
	0,73		0,70		1,05	(Fig. 13: 15)

Vorkommen: R 17, R 51, R 36

Gobius longus n. sp. Fig. 13: 16—22

Derivatio nominis: nach der relativen Länge des Otolithen

Holotypus: Fig. 13: 17

Locus typicus: Schwanderholzwald, Koord. 648 470/209 630/650 m, R 36

Stratum typicum: Napf-Schichten

Diagnose: Ein Otolith mit trapezförmigem Umriß und glatten Rändern, dessen Länge die Höhe beträchtlich übertrifft.

Beschreibung: Zwischen dem abgerundeten prae- und postventralen Eck des Holotypus (Fig. 13: 17) ist der Ventralrand glatt und leicht gewölbt. Er verläuft vom praeventralen Eck konkav zum abgerundeten, praedorsalen Eck und weiter konvex nach hinten, wo das ebenfalls abgerundete postdorsale Eck durch einen kleinen Knick vom Dorsalrand abgesetzt ist. Der hintere Rand weist eine kleine postcaudale Einbuchtung auf. Der median gelegene, leicht schräg stehende Sulcus und die Area zeigen keine Besonderheiten. Die Ventrallinie zieht hinten bis zum postdorsalen Eck hinauf. Die Außenseite ist unregelmäßig und nur schwach gewölbt.

Abänderungen: Beim Otolithen der Fig. 13: 19 ist das praeventrale Eck stärker ausgezogen, und der hintere Rand fällt ohne postcaudale Bucht schwach gewölbt ab. Der schlanke, stark verwitterte Sulcus des Otolithen in Fig. 13: 21 liegt inframedian, und die Cauda erscheint beträchtlich länger als das Ostium. Mitunter ist eine leichte randliche Kerbung angedeutet (Fig. 13: 20), eine auffallend regelmäßige am Dorsalrand des Fig. 13: 22 wiedergegebenen Otolithen, der nach Form und Proportionen der gleichen Art angehören dürfte. Ein weiterer Otolith, Fig. 13: 16, hat mit Ausnahme des Ventralrandes breit gewellte Ränder.

Taxionomie: Die beschriebene Art unterscheidet sich von dem nahestehenden *Gobius moenanius* durch die vorherrschend glatten Ränder und von anderen Gobiusarten durch das hohe Verhältnis von Länge zu Höhe.

Maße der Otolithen (in mm)

L	1,42	H	1,12	L:H	1,26	(Fig. 13: 16)
	1,22		0,91		1,33	(Fig. 13: 17)
	1,36		1,03		1,32	(Fig. 13: 18)
	1,05		0,79		1,34	(Fig. 13: 19)
	1,18		0,97		1,22	(Fig. 13: 20)
	1,28		1,00		1,28	(Fig. 13: 21)
	1,10		0,90		1,22	(Fig. 13: 22)

Vorkommen: R 36, R 17

Außer den beschriebenen liegt eine Anzahl weiterer Otolithen vor, die noch nicht näher systematisch erfaßt werden konnte. Nicht sicher bestimmbar sind außerdem eine Reihe kleinerer Otolithen — offensichtlich Jugendformen —, deren spezifische Merkmale und Proportionen noch nicht voll ausgebildet sind. Wie die vorher erwähnten, kann man sie nur als *Gobius* sp. bezeichnen.

1.4.1.6. Ergebnisse der Untersuchungen an Fischresten

Tabelle 1 gibt einen Überblick über die nachgewiesenen Arten und ihre Verteilung auf die einzelnen Fundpunkte.

Tabelle 1: Überblick über die nachgewiesenen Arten und ihre Verteilung auf die einzelnen Fundpunkte

Arten	Fundpunkte							
	R 17	R 50	R 51	R 52	R 53	R 25	R 36	R 58
Aspius sp.		SZ				SZ		
Leuciscus sp.						SZ	SZ	
Scardinius sp.						SZ		
Alburnus sp.						SZ		
Rhodeus sp.						SZ		
Tinca sp.	SZ	SZ		SZ		SZ		
Serrodens sp.						SZ	SZ	
Prolebias weileri n. sp.	Ot	Ot						
Prolebias napfi n. sp.	Ot				Ot			Ot
Aphanius cf. germaniae WEILER	Ot	Ot					Ot	
Aphanius? sp. 1								Ot
Otol. (Cyprinodontidarum?) ellipticus n. sp.	Ot	Ot	Ot		Ot			Ot
Otol. (Cyprinodontidarum?) sp. 1	Ot	Ot						
Umbra praekrameri WEINFURTER							Ot	
Smerdis? sp.			Ot					
Morone? sp.	Ot		Ot					
Gobius cf. altus WEILER			Ot					
Gobius cf. francofurtanus KOKEN	Ot	Ot	Ot				Ot	
Gobius helvetiae n. sp.	Ot		Ot				Ot	
Gobius longus n. sp.	Ot						Ot	
juvenile *Gobius*	Ot	Ot	Ot	Ot	Ot	Ot	Ot	

SZ = Schlundzähne, Ot = Otolithen

Die Fundpunkte R 17, R 50, R 51, R 52 und R 53 können wir im folgenden zusammen betrachten, da es sich dabei um Proben desselben Aufschlusses handelt. R 17 liegt zuunterst, R 53 zuoberst in dem ca. 4 m hohen Aufschluß, der aus sandigen Mergeln grauer bis fast schwarzer Farbe besteht. Dieser Aufschluß, der im Schofgraben, ca. 3,5 km ostsüdöstlich Wolhusen liegt, lieferte eine weit mannigfachere Fischfauna als die übrigen drei Fundpunkte: Vertreter von 4 Familien und 14 Arten. Von diesen sind, nach brieflicher Mitteilung von Herrn Prof. WEILER, die Gobiiden marine Küstenfische, deren weitgehende Euryhalinität ihnen aber erlaubt, in jeder Art von Brackwasser zu existieren. Manche Arten haben sich sogar dem Süßwasser angepaßt.

Skelette und Otolithen der Gattung *Morone* MITCHELL und *Smerdis* AGASSIZ aus marinen, brackischen und limnischen Ablagerungen wurden bekannt. Die Cyprinodontiden gelten als sekundäre Süßwasserfische; ihre große Toleranz gegenüber dem Salzgehalt und selbst höheren Salzkonzentrationen erlaubt es einer Reihe von Arten, ebensogut in Süß- wie in Brack- und Meereswasser zu leben. Normal limnische Arten gewöhnen sich mühelos an marine Verhältnisse, in denen sie sich auch fortpflanzen. Im Gegensatz zu den euryhalinen Fischgruppen marinen Ursprungs sind die Cypriniden ausgesprochene Süßwasserfische, von denen allerdings viele einen gewissen Salzgehalt mühelos ertragen. RUTTE (1962) erwähnt für die Gattungen *Aspius* und *Tinca* auch Brackwasser als Lebensmilieu. Während alle Cypriniden der Süßwasser-Molasse als Zuwanderer vom Festland zu bewerten sind, muß man nach WEILER die übrigen Bestandteile der Fischfauna wohl als Relikte einer palaeomediterranen Fischfauna deuten.

Der Fundpunkt R 36 liegt im Schwanderholzwald, 2,5 km südlich Wolhusen, im Profil wahrscheinlich nur wenig über R 53. Seine Fischfauna ist arten- und zahlenmäßig ärmer als die der oben beschriebenen Proben. Es fehlen Vertreter der Gattung *Tinca* und *Aspius, Prolebias, Smerdis* und *Morone*. Neu treten auf: *Leuciscus, Serrodens,* mehrere *Gobius*-Arten und *Umbra praekrameri* WEINFURTER. Die letztere, dem Hecht nahestehende Art wurde fossil aus limnischen Ablagerungen des Oberpannons im Wienerbecken beschrieben. Eine weitere Art, *Umbra dilata* FROST stammt aus den Bembridge Marls der Insel Wight und wurde als *Umbra cf. dilata* auch in dem unteroligozänen Melanienton der Hessischen Senke angetroffen. Die gegenwärtig in Europa und Nord-Amerika lebenden Arten dieser Gattung sind ausschließlich an Süßwasser gebunden. Auch die erwähnten tertiären Arten fanden sich in eindeutig limnischen Ablagerungen.

Der Fundpunkt R 25 liegt 200 m höher als R 17, am gleichen Bachlauf. Ihm fehlen, mit Ausnahme der Gattung *Gobius,* die aber nur wenige, zudem jugendliche Otolithen lieferte, alle marin/brackischen Arten. Die bereits im Horizont R 36 bemerkbare Verarmung an palaeomediterranen Relikten scheint in R 25 fortzudauern, während gleichzeitig die Zahl der vom Festland zugewanderten Cypriniden wesentlich zunimmt.

Der Fundpunkt R 58 liegt an einem rechten Seitenbach des Rümlig und stratigraphisch wohl am tiefsten. Als einzige Familie sind die Cyprinodontiden mit drei Arten vertreten.

Zusammenfassung

Herr Prof. WEILER hat, sich der schon recht schmalen faunistischen Tatsachenbasis bewußt, das Ergebnis der vorgehenden Darlegungen wie folgt kurz zusammengefaßt: «Es scheint, daß in den tiefsten Lagen, R 58 und R 17, R 50–R 53, eine Fischfauna lebte, die vorwiegend aus ursprünglich palaeomediterranen Arten bestand, vermehrt um wenige Zuwanderer vom Festland her. Die Annahme einer noch leicht brackischen Beschaffenheit des Gewässers ist daher nicht von der Hand zu weisen. Erst eine vollständigere Kenntnis der Fischfauna oder eindeutige Zeugnisse anderer Art vermögen aber diese Frage endgültig zu klären.

Falls die Otolithen von *Umbra praekrameri* an der Fundstelle R 36 nicht postmortal eingeschwemmt worden sind, bezeugen sie eine endgültige Aussüßung der Gewässer und eine Anpassung der darin lebenden Gobiiden an die neuen Zustände. Die jetzt herrschenden Verhältnisse erleichtern die Besiedlung vom Festland her, die in der Cypriniden-Invasion der Lage R 25 und der damit vielleicht in Zusammenhang stehenden Reduzierung der Gobiiden deutlich zum Ausdruck kommt.

Zum Schluß sei noch kurz auf einige Beobachtungen anderer Art eingegangen. Beim Vergleich der brack-marinen Arten des Fundpunktes R 17 fiel auf, daß die Gobiiden – soweit wir sehen – keine Beziehungen zu Arten des Wienerbeckens erkennen lassen, wohl aber solchen des aquitanen Oberrheingrabens und seiner nördlichen Verlängerung näher verwandt zu sein scheinen. Die gleiche Feststellung ergab sich bei den dem Wienerbecken fehlenden Zahnkarpfen. Faunistisch dürften daher wohl keine oder nur schwache Beziehungen zwischen der palaeomediterranen Reliktfauna der Fundpunkte R 17, R 50–R 53, R 25, R 36 und R 58 und dem Wienerbecken bestanden haben.»

2. QUARTÄR

2.1. Überblick über die bisherigen Untersuchungen

Als erster erwähnt KAUFMANN (1860, 1872, 1886) Diluvium auf der Bramegg, im Tal der Kleinen Emme und im vorderen Entlengebiet. BRÜCKNER (1909) kann kein vollständiges Bild der größten Ausdehnung der verschiedenen Gletscher, die während der letzten Eiszeit unser Gebiet erreichten, geben. Er weist auf die Schwierigkeit hin, Gehängeschutt sicher von Moräne zu unterscheiden, da oft beide dasselbe Material enthalten.

ANTENEN (1901, 1910, 1924) hat sich verschiedentlich mit dem Quartär des Entlebuchs, vor allem auch des Entlengebietes befaßt. FREY (1906) verdanken wir die ersten Hinweise auf interglaziale Flußläufe der Kleinen Emme und des Rümligs, sowie Bemerkungen über die Schotterbildungen unterhalb Entlebuch, die er dem «Entlibuchgletscher» zuschreibt; die Moränenwälle südöstlich Wolhusen ordnet er der vorletzten Eiszeit zu. Das Plateau von Littau, das sich emmeaufwärts bis Werthenstein erstreckt, beschreibt FREY als Schotterterrasse, entstanden durch Stauung der Kleinen Emme durch den sich zurückziehenden Reußgletscher. LETSCH u. a. (1907) beschrieben die Tonlager unterhalb Entlebuch und 2,5 km nordöstlich Malters, die bis Ende des letzten Jahrhunderts ausgebeutet wurden.

MOLLET (1921) bearbeitete im Rahmen einer Dissertation die Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette im Süden unseres Gebietes, das von seinen Beobachtungen über die Quartärmassen im Entlengebiet ebenfalls berührt wird. Er postuliert als erster einen interglazialen Flußlauf der Entlen durch das Fischenbachtal[2]. NUSSBAUM (1922) plädiert, wie auch schon MOLLET (1921) und später STEINER (1926) für das würmeiszeitliche Alter der von ANTENEN der Rißeiszeit zugeordneten Moränen im Tal der Kleinen Emme und deren rechten Zuflüssen. STEINER (1926) entwarf in seiner Dissertation «Morphologische Untersuchungen im Entlebuch» eine Karte der Quartärbildungen des Entlebuchs im Maßstab 1:40000. Er hat vor allem die verschiedenen Terrassen und Moränen im Tal der Kleinen Emme beschrieben und auf seiner Karte, die das Gebiet von Schüpfheim bis Wolhusen beidseits der Kleinen Emme, den Mittellauf der Entlen, die Bramegg und deren Hänge gegen den Fischenbach umfaßt, dargestellt.

KOPP (1946, 1951, 1962) hat in neuerer Zeit verschiedentlich über die Gletscher-Ablagerungen von Littau und über Flußverlegungen geschrieben. Auf seine Ausführungen, sowie diejenigen von STEINER werden wir weiter unten noch zurückkommen.

Die Karte von JÄCKLI (1962) über die Vergletscherung der Schweiz im Würm-

2 Fischenbach oder vorderer Fischenbach heißt der Bach am Ostabfall der Bramegg. Den Fischenbach, der südlich unseres Gebietes in den Rümlig mündet (Fig. 14), nennen wir im folgenden hinteren Fischenbach, wie dies im Volksmund üblich ist.

maximum ergibt für Entlebuch (Waldemmegletscher)[3] und Schachen (Reuß-Aaregletscher) eine Eishöhe von ca. 900 m, für Wolhusen eine solche von 800 m.

2.2. Pleistozän

GERBER (1959) schreibt: «Die starke Abtragung des Gesteins, die wiederholte Umformung durch das Eis ist einer Erhaltung alter Talböden denkbar ungünstig, vor allem im Flysch und in der Molasse, wo das Gestein wenig widerstandsfähig und die Flußdichte recht groß ist».

Dennoch werden wir in der Folge versuchen, alte Talböden zu rekonstruieren, Flußverlegungen nachzuweisen, Moränen und Schotter einigermaßen zu datieren. Wir sind uns dabei bewußt, daß unsere Beobachtungen verschieden gedeutet werden können. Wir wählten jeweils eine uns zusagende Deutung, denn eine Diskussion aller möglich erscheinenden Deutungen würde im Rahmen unserer gesamten Arbeit zu weit führen. Einzelne Probleme sollen jedoch herausgegriffen und diskutiert werden.

2.2.1. Alt- und Mittelpleistozän

Auf der Karte in Fig. 14 sind die aufgeschlossenen quartären Ablagerungen eingezeichnet und die von den Würmgletschern (Waldemme-, Reuß-Aare- und Entlengletscher) bedeckten Gebiete ausgeschieden. Über die Verbreitung des Quartärs gibt Tafel I Auskunft. In Fig. 15 sind die zu beschreibenden Erosionsphasen (E) und die beobachteten Ablagerungen in zwei Profilen dargestellt.

Bramegg

Die Schottervorkommen auf 900 m an der Bramegg liegen über dem Höchststand des Würmeises und können als jüngere Deckenschotter gedeutet werden. Es ist aber wahrscheinlicher, daß es sich dabei um rißeiszeitliche Eisrandschotter des Reuß-Aaregletschers handelt. Die nächsten jüngeren Deckenschotter finden wir nach FREI (1912) 30 km nördlich unseres Gebietes auf der Fornegg, nordwestlich Unterkulm, auf 560 m. Sie werden von HANTKE (1962: 82) als Schotter der Rißeiszeit betrachtet. Nach der Übersichtsskizze der höheren Deckenschotter mit Höhenlinien der Schotteroberfläche von WEBER (1928: 82), ohne dessen Annahme der von ALB. HEIM (1884, 1919) postulierten und inzwischen verschiedentlich widerlegten pleistozänen Rücksenkung der Alpen, lassen sich unsere Schotter in ein Niveau ca. 100 m unter den höheren, älteren Deckenschottern den tieferen, jüngeren Deckenschottern zuordnen. Von STEINER (1926) wurden sie als fluvioglaziale Schotter der Rißeiszeit kartiert, was mit der Ansicht von HANTKE (1962) übereinstimmt, wonach viele der hochgelegenen Schotter nicht Deckenschotter, sondern Eisrandschotter rißeiszeitlicher Gletscherstände darstellen.

Unsere Schotter, deren größte Komponenten einen Durchmesser bis 40 cm aufweisen, sind teilweise stark verkittet. Sie setzen sich vor allem aus Flyschgesteinen und Sedimenten der helvetischen Randkette zusammen. Wir fanden keine kristal-

[3] Waldemmegletscher nennen wir den Gletscher, der durch das Entlebuch hinunter floß und sich bei Wolhusen mit dem Reuß-Aaregletscher vereinigte.

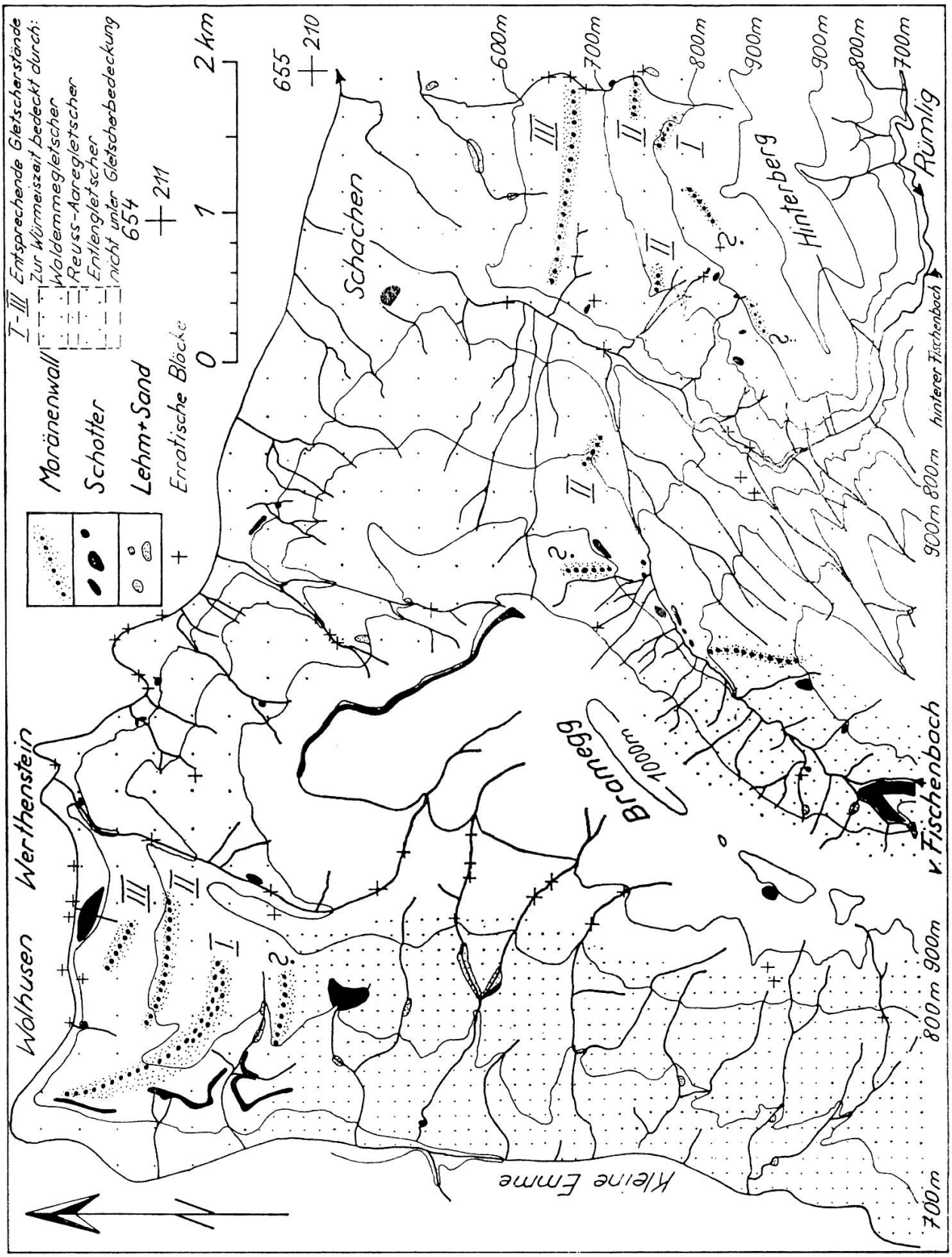


Fig. 14 Karte der quartären Schotter-, Lehm- und Sandablagerungen, der Würmmoränen und der Gletscherausdehnung zur Würmeiszeit.

linen Komponenten. Die Gerölle sind nicht gekritzt und teils gut, teils nur kantengerundet. Die Schotter liegen fast horizontal und sind nur mittelmäßig bis schlecht sortiert. Das Liegende dieser 6—7 m mächtigen, löcherigen Nagelfluh, die einen Steilabfall bildet, fanden wir nirgends aufgeschlossen, doch tritt an verschiedenen Stellen an deren Fuß Quellwasser hervor. Das Hangende wird von zum Teil leicht verfestigter Moräne mit bis 1 m großen Blöcken gebildet (Riß-Grundmoräne des zweiten Vorstoßes des Rißgletschers, der die früheiszeitlichen Schotter überfuhr).

Ein weiteres Schottervorkommen mit etwas komplexerem Aufbau finden wir im südlichen Teil des Brameggrückens (vgl. Profil B der Fig. 15). Das folgende Profil wurde 100 m nordwestlich des Hofes Höchi im Wald in steilen Runsen aufgenommen.

Ca. 1000 m	Hangkante	
	16 + x m	lehmig-sandige Grundmoräne mit einzelnen Blöcken, übergehend in
	4 m	verfestigte Schotter mit meist faustgroßen Geröllen
	0,3 m	verfestigter Grobsand
	2 m	lose Schotter mit bis faustgroßen, eckigen Geröllen
	1 m	Mittelsand mit Mergellagen, gelb verwitternd
	8 m	leicht verkittete, grobe Schotter mit Blöcken bis 70 cm Durchmesser übergehend in
	7 m	Moräne mit Blöcken bis 1,8 m Durchmesser
	9 + x m	feuchter Gehängeschutt
Ca. 950 m	Molasse	(Nagelfluh und Sandstein)

Wir haben also eine zwischen Moräne eingeschaltete, ca. 15 m mächtige Schotterlage, die wir, ein Gefälle von 20 ‰ annehmend, mit der vorher beschriebenen zusammenhängen könnten. Die Schotter bei Höchi, deren Ausdehnung gering ist – die verfestigten Schotter können im Wald nur über ca. 200 m verfolgt werden – und deren zwischengeschaltete Sandlagen mit 20° gegen das Fischenbachtal einfallen, deuten wir als rißeiszeitliche Eisrandschotter des Waldemmegletschers und nehmen an, die Hangendmoräne sei bei einem späteren rißeiszeitlichen Vorstoß abgelagert worden.

Die Schotter im nördlichen Teil der Bramegg, die sich über beinahe 2 km verfolgen lassen und schwach gegen Nordwesten einfallen, könnten allenfalls den jüngeren Deckenschottern zugeordnet werden, scheinen aber ebenfalls eher Eisrandschotter des rißeiszeitlichen Reuß-Aaregletschers zu sein.

Wir fanden also in unserem Gebiet keine eindeutig datierbaren altpleistozänen Ablagerungen, vermuten aber, daß vor dem Eintreffen der Rißgletscher die Täler der Kleinen Emme, des vorderen Fischenbachs und des Rümligs bereits angelegt waren (E_2 der Fig. 15). Nach ZIMMERMANN (1961: 128), der die Talböden der Mindel-Riß-Würmzeit im westlichen, zentralen Mittelland auf einer Karte darstellte, lag der Talboden der Kleinen Emme vor der Rißvereisung bei der Fontannenmündung auf 700 m, was mit unseren Beobachtungen und Überlegungen übereinstimmt. Die Kleine Emme floß damals bei Wolhusen nordwärts der Suhre zu (FREY 1906). Der Brameggrücken war zu jener Zeit an allen Stellen ca. 30 m niedriger als heute, wo er die Reste einer Mittelmoräne der rißeiszeitlichen Waldemme-, Entlen- und Reuß-Aaregletscher trägt.

Nach STEINER (1926: 81) waren es zur Rißeiszeit der Waldemme-, Entlen-, Reuß- und Rhonegletscher, die unser Gebiet erreichten und vollständig überdeckten. Außer dem Entlengletscher und Lokalgletschern des Pilatus, die den östlicheren

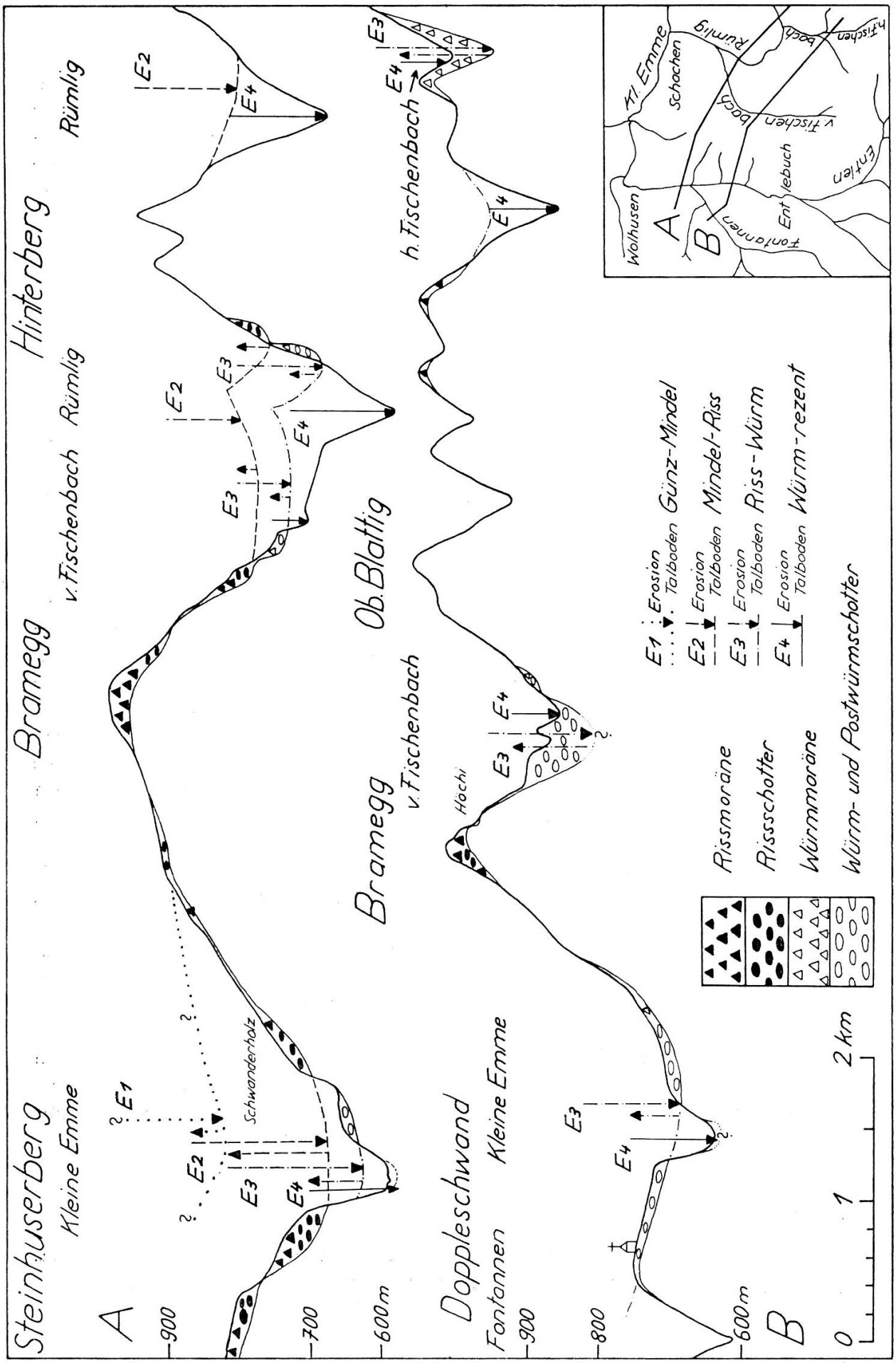


Fig. 15 5× überhöhte Profile durch unser Untersuchungsgebiet (Trassen siehe Übersichtsskizze rechts unten) zur Illustration der Talgeschichte der Kleinen Emme, des vorderen Fischenbaches und der Entlen, des Rümligs und des hinteren Fischenbaches.

Teil des Untersuchungsgebietes bedeckten, führten alle drei angeführten Gletscher Aareerratikum. Eindeutiges Rhoneerratikum konnten wir nicht nachweisen. Der Reußgletscher, der über den Brünig Zufluß vom Aaregletscher erhielt und von Malters her über Wolhusen nach Nordwesten vorstieß, hat wohl auch die Gebiete westlich Wolhusen, die STEINER (1926) als unter dem Rhonegletscher liegend erachtete, überdeckt.

Tal der Kleinen Emme

Im Tal der Kleinen Emme finden wir oberhalb Wolhusen Schotter in verschiedenen Höhenlagen. Auf der rechten Talseite nehmen die Schotter im Schwanderholzwald, 2 km südsüdöstlich Wolhusen auf 690–740 m eine größere Fläche ein (Fig. 14). Kleinere Schottervorkommen fanden wir oberhalb dem Bach am südlichen Waldrand des Schwanderholzwaldes auf 710 m und oberhalb dem Bach ca. 200 m ostnordöstlich der Rütimatt auf 720–730 m (Koord. 648 850 / 208 850). Am letztgenannten Aufschluß sind ehemalige Grundwasserspiegel in Form von horizontalen Kalzitkrusten mit bis 2 cm großen Kalzitkristallen erhalten geblieben.

Die erstgenannten Schotter im Schwanderholzwald sind vorwiegend stark verkittet, gut geschichtet und stehen teils auf der Sohle der Bäche, teils an den Grabenhängen an. Das Liegende besteht auf 690 m aus tortoner Nagelfluh. Die Schotter, deren größte Gerölle einen Durchmesser von 35 cm haben, fallen auf der Höhe von 720 m mit 2–4° gegen Osten ein, bei 735 m, über einer 2 m mächtigen, losen Sandschicht mit 20° nach Westen, und unter der Moräne im Hangenden liegen sie horizontal (beobachtet im nördlichsten Graben im Schwanderholzwald).

Auf der linken Talseite, schon außerhalb unseres Gebietes, stehen Schottermassen in 680–720 m und 790–810 m am Steinhuserberg (Fig. 15) an (STEINER 1926). Es ist möglich, daß die oberen Schotter am Steinhuserberg den Hochterrassenschottern entsprechen und daß die unteren Schotter am Steinhuserberg sowie die Schotter im Schwanderholzwald den Mittelterrassenschottern vergleichbar sind, doch scheint uns das etwas gesucht. Wir neigen daher eher zur Annahme, daß es sich um Eisrandschotter verschiedener Gletscherstände des rißeiszeitlichen Waldemmegletschers handelt (vgl. Fig. 15, Profil A).

Theoretisch entspricht eine Erosionsphase in den Alpen einer Akkumulationsphase im Mittelland. So ist es schwierig, die verschiedenen Terrassenschotter ins Alpengebiet hinein zu verfolgen. In unserem alpennahen Gebiet wechselten Erosion und Akkumulation in rascher Folge. So wurden Flüsse durch Gletscher und deren Ablagerungen gestaut oder umgeleitet und durchbrachen später die sie stauenden Barrieren, erst akkumulierend, dann erodierend. Beispiele dafür sind die Flußverlegungen der Kleinen Emme, der Entlen, des vorderen Fischenbaches und des Rümligs, auf die wir weiter unten noch zurückkommen werden.

Fischenbachtal

Im Fischenbachtal, am Ostabfall der Bramegg, fanden wir 200 m westlich des Hofes Ängi auf 790 m folgendes wahrscheinlich mittelpleistozäne Profil (Koord. 651 800 / 208 040):

5 + x m	sandig-lehmige Moräne mit großen Blöcken
ca. 0,5 m	gebänderte Mergel
1,5 m	stark verfestigte, gut geschichtete, horizontal liegende Schotter
2 m	Gehängeschutt
3 m	Grob-Feinsand, geschichtet, 150° streichend und mit 38° gegen Süden einfallend, mit ausgefülltem Eiskeil

Dieser Aufschluß liegt innerhalb der Würmmoränen, deshalb ist die Zuweisung dieser Ablagerung zur Rißeiszeit fraglich. Für das rißeiszeitliche Alter sprechen die Lage und die Überlagerung durch Moräne der Würmgletscher. Die weiteren quartären Ablagerungen im Fischenbachtal (Fig. 14) sind jungpleistozänen Alters.

Hinterberg

Am Nordabfall des Hinterbergs bei Schwarzenberg sind auf 770–800 m Quartärbildungen aufgeschlossen, die wir, ebenfalls mit Vorbehalt, der Rißeiszeit zuordnen möchten. Sie sind in Fig. 15 dementsprechend eingezeichnet. Da sie aber, wie auch die Schotter im Schwanderholzwald und am Steinhuserberg und die aus dem Fischenbachtal beschriebenen, unterhalb des Höchststandes der Würmgletscher liegen, dürfen wir ein würmeiszeitliches Alter nicht ausschließen.

Auf Blatt Luzern des Geologischen Atlas der Schweiz ist auf den Hügeln südwestlich Schwarzenberg Rißmoräne des Pilatusgletschers kartiert, die sich auch in unser Gebiet fortsetzen sollte. Leider fanden wir in der fraglichen Gegend am Hinterberg keine Quartäraufschlüsse.

Auf die Talgeschichte des Rümligs werden wir weiter unten (S. 61, 62) zu sprechen kommen.

2.2.2. *Jungpleistozän*

Nach der Durchtalung der Rißoberfläche (E_3 der Profile der Fig. 15) stießen die Gletscher erneut durch die Täler bis in unser Gebiet vor.

Bramegg

Die Bramegg war zur Würmeiszeit größtenteils eisfrei. Die Rißmoränen sind ocker-gelb verwittert. Die Würmablagerungen dagegen sind meist frisch und nur selten so stark verwittert.

Tal der Kleinen Emme

Die von Steiner (1926) als «alte Emmeschotter» kartierten Schotter auf 650–660 m, 0,5–2 km südlich Wolhusen, die dieser nach Lage und Beschaffenheit dem jüngeren Deckenschotter entsprechend einstufte, sind unseres Erachtens erst kurz vor dem Vorstoß der Würmgletscher abgelagert worden (vgl. Profil A der Fig. 15). Die dachziegelartige Lagerung der groben, meist gut gerundeten Schotter mit Geröllen bis 50 cm Größe, weist auf eine nach Norden gerichtete, starke Strömung hin. Das Liegende der bis 12 m mächtigen, zum Teil leicht verwitterten Schotter, besteht aus tortoner Molasse, das Hangende aus Grundmoräne, der über weite Strecken der Moränenwall von Burst–Egghof–Obermoos aufliegt.

Im Talabschnitt Wolhusen–Schachen finden wir weder Terrassen noch Schotter in entsprechender Höhenlage. Wir finden aber Schotter auf 580–600 m an verschiedenen Orten aufgeschlossen (Fig. 14) und zum Teil von Moräne überdeckt, direkt der Molasse auflagernd. Die undeutliche, dachziegelartige Lagerung dieser Schotter deutet auf eine nach Westen gerichtete Strömung hin, die vom Fischenbach stammt, der früher seinen Lauf gegen Werthenstein und von dort durch das Tal des Bilbaches gegen Ruswil nahm, wenn er nicht erst bei Wolhusen in die Kleine Emme mündete, die ihren Lauf von dort gegen Nordwesten fortsetzte. Der Fischenbach seinerseits hatte Zufluß von der Entlen (MOLLET 1922), deren heutiger Lauf (vgl. Übersichtsskizze Fig. 15) durch Quartärmassen verbarrikadiert war und erst nach der Würmeiszeit wieder freigelegt und noch vertieft wurde.

In unserem Gebiet fehlen Seitenmoränen des Waldemmegletschers, die am rechten Talhang noch ob Hasle sehr zahlreich bis auf die Höhe von 1000 m hinauf erhalten sind. NUSSBAUM (1922) und STEINER (1926) nahmen an, der Waldemmegletscher habe zur Würmeiszeit Wolhusen nicht mehr erreicht, da sie außer dem fraglichen Moränenwall bei Wilzigen und den Ablagerungen bei Doppleschwand keine Zeugen des würmeiszeitlichen Gletschers unterhalb Entlebuch fanden. Wir sind aber der Meinung, daß sich auch zur Würmeiszeit der Waldemmegletscher bei Wolhusen mit dem Reuß-Aaregletscher vereinigte, wie dies auch JÄCKLI (1962) annimmt. Die heute fehlenden Ablagerungen wurden wohl zum Teil wieder erodiert, zum Teil durch die Entlebuchschotter (siehe S. 59) überdeckt, die ihrerseits wieder zu einem großen Teil abgetragen wurden.

Fischenbachtal

Das Fischenbachtal war nach MOLLET (1921) und STEINER (1926) zur Rißeiszeit zum letztenmal mit Eis bedeckt. Wir sind mit MOLLET einig, daß es das Eis des Entlengletschers war, das das Fischenbachtal damals erfüllte, glauben aber, daß der Entlengletscher zur Würmeiszeit nochmals ins Fischenbachtal eindrang. Er hinterließ dort eine auch morphologisch schöne Seiten- und Endmoräne (Fig. 14). Bei seinem Rückzug verbarrikadierte er sich den Abfluß durch das Fischenbachtal, so daß die Entlen ihren Weg westlich des alten Bettes suchte und jetzt bei Entlebuch in die Kleine Emme mündet. Die außerhalb der obgenannten Endmoräne gelegenen Schotter, die über dem Fischenbach unterhalb Mistelegg und Branderhüsli anstehen, können wir den Niederterrassenschottern vergleichen (Fig. 15). Der Moränenwall bei Farnbüel und der fragliche Wall südwestlich Eggischwand sind Zeugen dafür, daß der Reuß-Aaregletscher auch ein Stück weit ins Fischenbachtal eingedrungen ist.

Hinterberg

Am Hinterberg finden wir Schotter bei Unter Giblen auf ca. 730 m. Sie entsprechen nach ihrer Lage den am Fischenbach außerhalb der Würmmoräne anstehenden Schottern (siehe Profil A Fig. 15).

Würmmoränen des Reuß-Aaregletschers

Einige der auf Blatt Luzern eingezeichneten und von HANTKE (1958) datierten Moränenwälle lassen sich in unser Gebiet hinüber verfolgen. Der ausgeprägte Wall

von Kanteren-Egg auf ca. 660 m entspricht demnach dem Bremgarten-Zürich-Stadium (III in Fig.14), die Wälle bei Neuhaus und ob Schwand sowie bei Farnbüel (700 bis 750 m) dem Stetten-Schlieren-Stadium (II in Fig. 14) und der Wall bei Niderlehn (ca. 800 m) dem Eisstand von Mellingen-Killwangen (I in Fig. 14). Von den schon mehrfach beschriebenen Moränenwällen südöstlich Wolhusen können der von Burst–Egghof–Obermoos–Feld I, der von Großstein II und der unterste, östlich dem Schwandenhof III zugeordnet werden (siehe Fig. 14). Die fraglichen Wälle von Dieterschwand (850 m), westlich Hüsli (820 m), südlich Eggischwand (800 bis 840 m) und Ärnihof (700–740 m) liegen außerhalb der obgenannten Wälle.

2.2.3. Erratische Blöcke

Wie überall in den stark besiedelten Gebieten des Mittellandes, werden auch in unserem Gebiet die erratischen Blöcke zu Bauzwecken benützt, die kristallinen vor allem zu Grenz- und Randsteinen verarbeitet. Es ist daher nicht verwunderlich, daß wir von den von Erni (1912) auf seinen Aufnahmen für die Geologische Karte 1 : 100 000 notierten Findlingen nur mehr wenige fanden. Auch die von Steiner (1926) aus unserem Gebiet beschriebenen erratischen Blöcke sind größtenteils verschwunden. Unsere Funde beschränken sich fast ausschließlich auf Bachtobel und Wälder.

In den Gebieten des Waldemme- und Entlengletschers fanden wir vor allem Flyschsandsteinblöcke, helvetische Kalke, einige Molassenagelfluhblöcke und nur selten Kristallinblöcke, die der Aaregletscher dem Waldemmegletscher zugetragen hatte. Der Reuß-Aaregletscher hinterließ dieselben Gesteine; kristalline Blöcke sind häufiger als im Waldemme- und Entlengletschergebiet und finden sich den Rümlig hinauf bis Munistein und Unter Ror. Neben Habkerngraniten fanden wir helle Granite, helle Gneise, und Steiner (1926) erwähnt noch «hornblendereiche Silikate». Die wichtigsten erratischen Blöcke sind in Fig. 14 eingezeichnet. Ein Verzeichnis der gefundenen Blöcke wird der Belegsammlung zu dieser Arbeit beigegeben.

Ein Granitblock im Sulzigtobel auf 580 m Höhe wurde von der Naturschutzkommission der Naturforschenden Gesellschaft Luzern geschützt.

2.3. Holozän

2.3.1. Frühholozän

Tal der Kleinen Emme

Während des Rückzuges des Waldemmegletschers lag der Reuß-Aaregletscher noch bei Wolhusen. Die Schmelzwasser des Waldemmegletschers und des Entlengletschers, der sich den Lauf gegen den Fischenbach verbarrikadiert hatte, lagerten große Schuttmassen ab, die Schotter von Entlebuch, die ein von Entlebuch bis zum Schwanderholz sanft nach Norden abfallendes Plateau bilden. Der Durchbruch der Entlen zur heutigen Ortschaft Entlebuch mit der damit verbundenen Ausräumung der großen Quartärmassen in ihrem heutigen Mittellauf hat wohl wesentlich

zur Aufschüttung der Entlebuchschotter beigetragen. Einen weiteren Beitrag leisteten die Bäche vom Brameggrücken, deren alte Schuttkegel zum Teil weit in das Plateau hineinreichen. Die Entlebuchschotter gehen gegen Norden in Sande und Mergel über, die ihrerseits durch Schutt der Bäche von der Bramegg vergröbert wurden.

Die Tonlager unterhalb Entlebuch und die verschiedenen zum Teil mehrere Meter mächtigen Aufschlüsse mit Mergellagen mit Feinsandzwischenlagen (siehe Karte Fig. 14) weisen darauf hin, daß zeitweise eine recht ruhige Sedimentation in einen bei Wolhusen durch den Reuß-Aragletscher gestauten See erfolgen konnte.

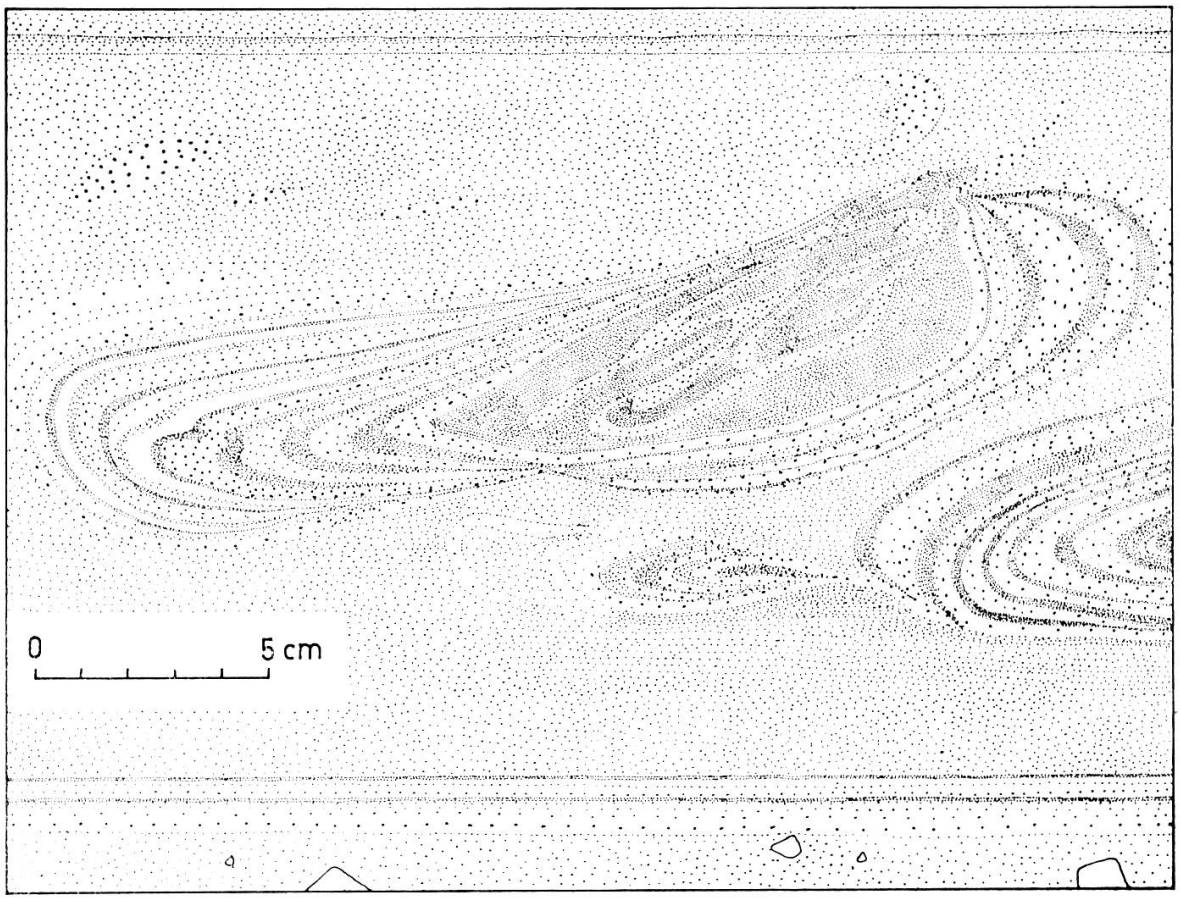


Fig. 16 Verformungsstruktur (Ballenstruktur?) in sandig-lehmigen Ablagerungen der Entlebuchschotter, Koord. 648 300/208 970/690.

Fig. 16 zeigt eine Sedimentstruktur einer solchen Sedimentationsperiode. Durch den Rückzug des Reuß-Aaregletschers hat sich die Erosionsbasis der Kleinen Emme stark gesenkt, so daß die starke Akkumulation in kräftige Erosion überging. Die Kleine Emme hat sich durch ihre Ablagerungen stufenweise hinuntergefressen und fließt heute bis Werthenstein unterhalb von Entlebuch großenteils auf der Molasse. Bis Werthenstein erstreckte sich nach Kopp (1951a, 1962) auch der durch den Reußgletscher gestaute Littauersee. In diesen See schüttete der Rümlig bei Schachen Schotter, die möglicherweise nächstens abgebaut werden (mündliche Mitteilung von Herrn Dr. Kopp, Ebikon).

Die Erosion im Unterlauf der Seitenbäche der Kleinen Emme vom Brameggrücken hat sich in die alten Schuttkegel eingeschnitten und teilweise ebenfalls den Molasseuntergrund wieder erreicht.

Fischenbachtal

Ansehnliche Quartärmassen haben auch der sich zurückziehende Entlengletscher und seine Schmelzwasser im oberen Teil des Fischenbachtales abgelagert. Wir zählen dazu die Schotter auf 860–900 m östlich der Rengg (Fig. 14).

Rümlig

Schon FREY (1906) vermutete, daß der Rümlig sein heutiges Bett erst postglazial eingetieft habe. KOPP (1962) berichtet ebenfalls vom alten Rümliglauf, der unter dem heutigen Dorf Schwarzenberg durch führte und zwischen 650 und 700 m unser Gebiet von Südosten her erreichte. Dieser interglaziale Flußlauf wurde vom Reußgletscher verbarrikadiert, so daß der Rümlig in seinen heutigen Lauf gedrängt wurde und hier seine ca. 200 m tiefe Schlucht senkrecht zum Streichen der steilstehenden subalpinen Molasse eintiefte.

Nach der Morphologie der höheren Teile des Rümligtales kamen wir zum Schluß, daß ein älteres Rümligflußbett, vorrißeiszeitlichen Alters, über der heutigen Rümligschlucht existierte. Es lag hier ca. 200 m über dem heutigen Bachbett und ca. 180–200 m über der rezenten Bachsohle des Rümligs oberhalb dessen Zusammenfluß mit dem hinteren Fischenbach. Der hintere Fischenbach, dessen Bett bis 940 m hinunter mit Würmmoräne ausgefüllt ist (MOLLET 1921), mußte, als der Rümlig sein Bett bei Schwarzenberg einschnitt, seinen Weg ebenfalls gegen Schwarzenberg zu nehmen oder aber, was uns wahrscheinlicher erscheint, den vorrißeiszeitlichen Rümliglauf benützen (der hintere Fischenbach ist mit. h. F. in der Übersichtsskizze der Fig. 15 bezeichnet, verläuft südlich unseres Gebietes und mündet ebenfalls noch südlich unseres Gebietes in den Rümlig).

2.3.2. *Talböden und Bachschuttkegel*

Nur die Kleine Emme hat einen größeren Talboden aufgeschüttet; kleinere Alluvionen begleiten streckenweise den Rümlig, den Fischen- und den Chesselbach.

Die meisten der von den Nebenbächen der Kleinen Emme aufgeschütteten Schuttfächer sind überwachsen, und nur wenige davon werden bei sehr starken Regengüssen und Gewittern wieder überschwemmt. Die frühholozänen Schuttfächer der Bäche am Westabhang der Bramegg haben wir bereits im Zusammenhang mit den Entlebuchschottern erwähnt.

Heute sind sowohl die Kleine Emme als auch der Rümlig durch Bachverbauungen weitgehend gezähmt.

2.3.3. *Bergstürze*

Ein kleiner Bergsturz ist ca. 4 km südlich Wolhusen auf 800 m ob den Höfen Mülacher und Lindenhof niedergegangen. Das Sturzmaterial besteht, wie bei allen anderen Stürzen, aus tortoner Nagelfluh und Sandstein. Bei Mittler Amseren, 1,2 km südlich Wolhusen, liegt Bergsturzmaterial auf dem Talboden der Kleinen

Emme. Hinter der Rotenflue bei Lochmüli, unterhalb der Rotenflue, bei Würgis ob dem Rümlig und im Unterlauf des Fischenbaches finden wir kleine Felsstürze, die auf der Karte (Tafel I) als Bergstürze eingezeichnet wurden. Unter den bis 50 m hohen Steilabfällen einiger Bäche liegen oft hausgroße Blöcke, so im Sulzigtobel auf 600 m.

Wir fanden keine älteren als diese kleinen postglazialen Bergstürze. Es kann aber angenommen werden, daß solche wohl existierten, aber schnell verwitterten und abtransportiert wurden, einen Eisvorstoß nicht überleben konnten.

2.3.4. Rutschungen

Rutschungen sind sowohl in der Molasse als auch im Quartär im ganzen Kartengebiet weit verbreitet. Die vielen Hänge, die mehr oder weniger parallel den Schichtflächen verlaufen, werden besonders von Rutschungen heimgesucht. Wir finden ausgedehnte Rutschungen am Nordabhang des Hinterberges gegen den Rümlig hinunter, beidseits des Fischenbaches, westlich der Rengg gegen Entlebuch hinunter und am Nordabfall der Bramegg. Ein schon auf der Geologischen Karte der Schweiz 1 : 100 000 eingetragenes Rutschgebiet erstreckt sich von der Rotenflue bis an den Rümlig hinunter. Daneben hat es viele kleine Rutsche, besonders an den Seiten der im Quartär fließenden Bäche.

2.3.5. Torfmoore

Die Karte von Früh & Schröter (1904) über die Moore der Schweiz weist in unserem Gebiet einige Flachmoore auf, die inzwischen ausgetrocknet sind. Auf dem Brameggrücken und dessen Westhängen und beidseits des oberen Teils des Fischenbaches finden wir auch jetzt noch Moore und Riedgebiete. Flurnamen wie Ränggmöser, Rormösli, Zeug-, Bleiki-, Ober- und Staldigmoos, Mooshüsli und Mösli weisen auf eine ehemalige weitere Verbreitung von Moorgebieten hin.

2.4. Flußverlegungen

Wir haben bereits im Vorhergehenden auf Flußverlegungen aufmerksam gemacht und geben hier einen Überblick über die Flußverlegungen, die sich in unserem Gebiet nachweisen oder zumindest vermuten lassen.

Die *Kleine Emme* bog erst nach dem Rückzug des Reußgletschers aus der Gegend von Wolhusen dort nach Osten um. Vorher floß sie von Wolhusen gegen Willisau, also nach Nordwesten. Dieser ehemalige Tallauf trägt jetzt zwei kleine Bäche, die von der flachen Wasserscheide ausgehen, die 1½ km nordwestlich Wolhusen 40 m höher als der heutige Emmelauf liegt. Die aus dem Einzugsgebiet westlich Wolhusen stammende Wigger fließt heute der umgebogenen Kleinen Emme zu, zeigt aber mit der Richtung ihres Unterlaufs noch deutlich, daß sie früher dem im Norden gelegenen aargauischen Wiggertal tributär war.

Das heutige *Fischenbachtal* ist nicht allein durch den Fischenbach erodiert worden. Sowohl zur Riß- als auch zur Würmeiszeit drangen die Gletscher der beiden Entlen, zum Entlengletscher vereinigt, ins Fischenbachtal ein und gaben ihm seine breite Form, die sich niemals nur aus der Erosion durch den Fischenbach erklären

läßt. Erst nach dem Rückzug des Entlengletschers wurde das Fischenbachtal des Einzugsgebietes der Entlen beraubt. Heute fließt die Entlen bei Entlebuch in die Kleine Emme.

Der *Rümlig* hat sein heutiges Bett in der Rümligschlucht erst postglazial eingetieft. Nach der Rißeiszeit floß er unter Schwarzenberg durch gegen Schachen und Werthenstein (vgl. Blatt Luzern des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000) und Ruswil. Zwischen Schachen und Werthenstein mag der Fischenbach in den Rümlig gemündet sein. Vor der Rißeiszeit flossen der Rümlig und der hintere Fischenbach ca. 200 m über der Rümligschlucht, vereinigten sich mit dem Fischenbach und flossen zusammen Richtung Malters-Littau. Dieses Flußsystem wurde dann durch den vordringenden Rißgletscher der Reuß Richtung Wolhusen abgedrängt. Nach der Rißeiszeit erfolgte die Entwässerung nach Norden (siehe oben), und erst nach der Würmeiszeit, als auch die Kleine Emme ihren Weg gegen Osten nahm, bog der Rümlig, vereint mit dem Fischenbach, bei Schachen wieder Richtung Malters–Littau. Der Littauerstausee wurde daher sowohl von der Kleinen Emme als auch von Rümlig und Fischenbach aufgefüllt.

Kopp (1962a) hat auf einer Karte die endeiszeitliche Seenlandschaft und die Flußablenkungen in der Zentralschweiz dargestellt. Sicher wurden zahlreiche kleinere Bäche mehrmals im Verlauf der letzten zwei Eiszeiten und der Interglazialzeiten verlegt, ohne daß wir das heute noch nachweisen können.

2.5. Quellen

Viele der unzähligen kleinen Quellen wurden von Bauern für ihre eigene Wasserversorgung gefaßt. Größere Wasserfassungen wurden an verschiedenen Orten von den Gemeinden gebaut. Der Talboden der Kleinen Emme führt unterhalb Werthenstein Grundwasser, das unterhalb Malters (Blatt Luzern) für die Stadt Luzern gefaßt wurde.

2.5.1. Heilquellen

Scheuchzer (1717) erwähnt das Bad Farnbüel, das schon seit dem 16. Jahrhundert bekannt sei. Den Zeitpunkt der Entdeckung und Fassung der Badquelle, die dem Bergsturzgebiet unter der Rotenflue entspringt, kennt man nicht. Dr. Boley hat 1864 eine qualitative chemische Analyse der Quelle gemacht und Kohlendioxyd, Schwefel, Kalzium, Magnesium, Natrium, Kalium, Alaunerde und Eisen gefunden. Der Rückstand beim Trocknen betrug 0,35 g/l. Das Bad, das an der ehemaligen Straße von Luzern nach Bern lag, genoß einen ausgezeichneten Ruf und wurde zur Heilung aller möglichen Krankheiten besucht, bevor es anfangs dieses Jahrhunderts dem Feuer zum Opfer fiel und nicht wieder aufgebaut wurde.

2.6. Nutzbare Ablagerungen

2.6.1. Bausteine

Bausteine wurden und werden in unserem Gebiet nirgends in größerem Umfang abgebaut. Die kleinen Brüche für den «Hausgebrauch» der Bauern im Luzerner

Sandstein am Hinterberg sind heute alle aufgelassen. Der Luzerner Sandstein, der sich allenfalls als Baustein eignen würde, ist wohl am Rümlig gut aufgeschlossen, doch sehr schlecht zugänglich.

2.6.2. Schotter und Sande

Zur Zeit werden an mehreren Stellen in kleinem Rahmen Schotter und Sande ausgebeutet. Bei Wolhusen werden Schotter der Kleinen Emme abgebaut und bei Stalden, 3 km südlich Wolhusen an der Straße Luzern–Bern Sande und Schotter der Entlebuchschotter. Zahlreiche alte, kleine Gruben in den kiesigen Moränen südwestlich Wolhusen, in Schottern und sogar in Nagelfluhbänken werden heute mit Abfall wieder aufgefüllt oder sind überwachsen.

2.6.3. Lehmlager

Am Südrand unseres Kartengebietes, 1,5 km nördlich Entlebuch, wurde im letzten Jahrhundert ein Tonlager abgebaut, das sich dort beidseits der Straße nach Wolhusen auf der nördlichen Fortsetzung der Terrasse, auf der auch das Dorf Entlebuch steht, ausdehnt. Der Lehm wurde zu Ziegeln, Röhren, Loch- und Vollsteinen verarbeitet. Außer über den Entlebuchschottern finden wir auch Lehmlager auf der Allmend, 1 km südöstlich Schachen und auf dem Plateau gleich östlich der Rengg.

2.6.4. Kohle

In der streichenden Fortsetzung der aus dem Luzerner Sandstein zwischen Luzern und dem Renggloch bekannten Kohleflöze treten im Kartengebiet zwei Süßwasserkalkschichten auf, deren tiefere ca. 30 m über dem Basiskonglomerat des Luzerner Sandsteins liegt. Außer verkohlten Holzstücken im Luzerner Sandstein und in den Napf-Schichten und Kohlennestern, die vor allem in den Napf-Schichten auftreten, fanden wir weder in der Molasse noch im Quartär Kohlen. Dagegen wurde zeitweise westlich der Schintegg auf dem Brameggrücken und nordöstlich der Rengg Torf gestochen.

2.6.5. Kalktuff

Ein kleines Vorkommen von rezentem Quelltuff liegt an einem der Seitenbäche des Fischenbaches, 300 m südöstlich des Hofes Mättili (Koord. 650 660/207 070/830) und wird von den Bauern zeitweise abgebaut, gemahlen und dem Hühnerfutter beigemischt. Die rechten Seitenbäche der Kleinen Emme unterhalb Entlebuch bis zur Fontannenmündung weisen oft ebenfalls rezente Kalktuffbeläge auf, die aber nirgends größere Mächtigkeiten erreichen.

2.6.6. Gold

Die Kleine Emme und ihre Zuflüsse, vor allem die Fontannen, führen in ihren Sanden und Schottern Waschgold, das von zerriebenen goldhaltigen Quarzgeröllen und aus dem Bindemittel der Nagelfluhen der Napf-Schichten stammen dürfte. Die Goldwäscherei wurde in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts häufig betrieben und erlosch mit der Korrektion der Kleinen Emme gegen das Ende des letzten Jahr-

hunderts. Erneute Waschversuche ergaben einen Goldgehalt von 0,1–0,3 g pro Kubikmeter Kies und Sand, was zur Zeit keine wirtschaftliche Ausbeute erlaubt (KOPP 1962b).

2.6.7. Eisenerz

WALTER (1925) berichtet, daß am rechten Rümligufer ob Schachen zuerst beim Hof Isleren, dann bei der Möschfuren Erz vom Rümliggebiet und von der Erzegg (Frutt) Ende des 16. Jahrhunderts verhüttet worden sei. Möglicherweise wurde beim Hof Scheiden das Erz vom Abraum geschieden. Obschon man noch 1870 Stollenreste am linken Rümligufer entdeckt haben will, fanden wir am Rümlig nirgends Anzeichen eines Abbaus oder abbauwürdiger Gesteine.

Sedimentologische Untersuchungen

1. TERTIÄRE NAGELFLUH

Die Ziele der Geröllanalyse an tertiären Nagelfluhen haben sich im Laufe der Zeit geändert. Während FRÜH (1888) noch die alpine Herkunft der Gerölle beweisen mußte, konnte SPECK (1953) aufgrund seiner Geröllstudien am Zugersee schon Aussagen zur alpinen Erosionsgeschichte, Phasenfolge und zum «Fahrplan» der Deckenschübe machen.

Für die Nagelfluhanalysen werden im allgemeinen folgende Untersuchungsmethoden angewandt:

Die *petrographische* Analyse, deren qualitative und quantitative Untersuchungen im Idealfall zur Beheimatung der Gerölle im alpinen Deckenbau führen. Bei der qualitativen Untersuchung lassen sich für die meisten Gerölle ähnliche, oft gar entsprechende Gesteine im alpinen Rückland finden. Während die stratigraphische Einstufung besonders bei fossilführenden Geröllen mit großer Wahrscheinlichkeit durchgeführt werden kann, ist die tektonische Einordnung oft problematisch.

Die quantitative petrographische Analyse gibt uns nur ein verzerrtes und unvollständiges Bild der Anteile der verschiedenen zur Zeit der Ablagerung im Einzugsgebiet der Flüsse der Erosion zugänglichen Gesteine. Die Art der Verwitterung bestimmt, welches Material wie zum Transport gelangt; der Transport selber wirkt selektiv, so daß normalerweise nur transportresistente Gesteine als Gerölle in die Schuttfächer gelangen.

Die *mechanische* Geröllanalyse umfaßt die Messung der Größe, Rundung und Form der einzelnen Gerölle. Bei der Messung der Geröllgröße weisen wir die Gerölle entsprechend ihres längsten Durchmessers verschiedenen *Größenklassen* zu (Geschichtliches und Theoretisches der Methoden der Größen-, Form- und Rundungsanalyse bei MATTER 1964: 370–379). Daraus lassen sich, bei Betrachtung vertikaler und horizontaler Probenfolgen, Schlüsse auf die wechselnde Transportkraft der Flüsse ziehen. Die *Formanalyse* (Grad der Kugeligkeit, Abplattungsindex) kann über die Genese eines Schotters kaum Auskunft geben, da die Form weitgehend von der Gesteinsart abhängig ist (ZINGG 1935, POSER & HÖVERMANN 1952, VALETON 1955, BLENK 1960, MATTER 1964). Nach BLENK (1960) führen alle Transportarten auf dem Festland unabhängig vom Klima bei einer bestimmten Gesteinsart zur gleichen Form, während mariner Transport nur kleine Veränderungen der Abplattung zur Folge hat. Wir haben aus diesen Gründen darauf verzichtet, eine Formanalyse durchzuführen. Der Wert der *Rundungsanalyse* besteht auf den ersten Blick in der Tatsache, daß stromabwärts neben der Größenabnahme eine Zunahme der Rundung erfolgt. Es hat sich aber gezeigt, daß diese Gegebenheit für unsere Molassenagelfluhen keine Hinweise auf die Transportdistanz der Gerölle liefern kann. Beobachtungen an rezenten Flüssen in den Alpen zeigen, daß bei einigen Gesteinsarten der für dieses Gestein maximale Rundungsgrad schon nach wenigen km Flußtransport erreicht ist. Die Gerölle werden flußabwärts nur noch kleiner, nicht

runder. Andere Gesteine erreichen auch nach langem Transport keinen wesentlich höheren Rundungsgrad als nach wenigen km, da sie nach einer ihnen eigenen Spaltbarkeit immer wieder abbröckeln und zerfallen. Wir haben deshalb von der Bestimmung der Rundung abgesehen.

1.1. Die petrographische Analyse

1.1.1. Qualitative Bemerkungen

1.1.1.1. Kristalline Komponenten

Plutonite

Der Erhaltungszustand der Plutonite ist vor allem in der Schüpferegg-Nagelfluh und in den Napf-Schichten oft schlecht. Schon makroskopisch fällt auf, daß die meisten Kristallingerölle nur relativ wenige dunkle Gemengteile führen.

Gesteinsbeschreibung:

Aplit (GA 12): Der Hauptgemengteil des hellen Gesteins ist ein saurer Plagioklas (Albit-Oligoklas), der größtenteils serizitisiert und saussuritisiert ist. Daneben finden wir etwas Quarz und Kalifeldspat, akzessorisch Rutil, Titanit, Erz und Kalzit, der in einigen feinen Rissen, die das Gestein durchziehen, angereichert ist. Die Struktur ist granoblastisch, die Textur massig.

Roter Granit (GA 11): Makroskopisch fallen vor allem die dunkelrosaroten Kalifeldspäte auf, die mehr als die Hälfte des Gesteins bilden. Quarz erscheint grau durchscheinend, Plagioklas und eventuell vorhandene dunkle Gemengteile sind herausgewittert. Unter dem Mikroskop finden wir als Hauptgemengteile mikroskopischen Kalifeldspat, leicht zu erkennen an seiner bräunlichen Bestäubung, Quarz und Albit. Akzessorisch tritt völlig chloritisierter Biotit auf, oft Apatit und Zirkon einschließend. In dünnen Rissen findet sich Serizit und Kalzit, die auch an Korngrenzen auftreten. Die Struktur ist granoblastisch bis granoid, die Textur massig.

Quarzdiorit (GA 22): Besonders auffällig tritt makroskopisch der blaugrüne Feldspat auf, der fast die Hälfte des massigen Gesteins bildet. Unter dem Mikroskop erscheint der Plagioklas (Albit/Oligoklas) meist stark saussuritisiert. Neben spärlichem Quarz und Kalifeldspat tritt akzessorisch Biotit auf, meist umgewandelt in Chlorit, der Einschüsse von Zirkon und Apatit enthält. Als Neubildung fanden wir etwas Stilpnomelan. Die Struktur ist grobkörnig granoblastisch bis granoid, die Textur massig.

Biotit-Hornblende-Quarzdiorit (GA 53): Dieses Gestein ist eines der auffallendsten in der Basismergelzone der Napf-Schichten. Es bildet meist abgeplattete, oft recht große Gerölle, die durch ihre großen, hellgrünen Plagioklase auffallen. Quarz und Biotitnester sind weitere, schon makroskopisch erkennbare Bestandteile. Im Dünnschliff erkennen wir fast vollständig saussuritisierten Plagioklas (nicht näher bestimmbar). Quarz tritt in Flecken in größeren Individuen (3—5 mm) auf und löscht undulös aus. Der in Nestern angeordnete Biotit ist größtenteils chloritisiert, zerbrochen und verbogen und führt meist idiomorphe Apatitkörner und Zirkone. Relikte einer grünen Hornblende sind selten, ebenso Magnetit, Hämatit, Serizit und Karbonat. Das Gestein ist mittelkörnig und massig.

Herkunft der Plutonite

Die gefundenen Plutonite passen einzeln und in ihrer Vergesellschaftung gut zu den Gesteinen der Bernina-Decke, wie sie STAUB (1916) und CORNELIUS (1935) beschrieben und wie wir uns anhand von Handstücken und Schliffen aus dem Engadin überzeugen konnten. Einzelne der Gesteinstypen finden wir auch in anderen Gebieten der Alpen (z. B. Dent-Blanche-Decke), doch finden wir dort nicht diese Vergesellschaftung. Die Vergesellschaftung der Gerölle in einer Nagelfluhbank braucht

aber nicht unbedingt einer ursprünglichen Vergesellschaftung dieser Gesteine im Erosionsgebiet der Flüsse zu entsprechen. Die Heimweisung der Nagelfluhgerölle, so genau die Gesteinsbeschreibung auch sein mag, läßt der Phantasie der Geologen noch sehr viel Spielraum, was die Rekonstruktion des im Oligozän und Miozän dem Abtrag zugänglichen Alpenkörpers betrifft.

Vulkanite

Gesteinsbeschreibung:

Roter Rhyolith (Quarzporphyr) (GA 21): Bei der makroskopischen Betrachtung dieses Gesteins fallen die bis cm-langen, hellrosaroten, idiomorphen Kalifeldspateinsprenglinge in der dichten, braunroten Grundmasse auf. Quarz und Plagioklaseinsprenglinge sind kleiner und weniger häufig. Das mikroskopische Bild zeigt eine relativ grobkörnige Grundmasse aus eng verwachsenen, oft verzahnten Quarz- und Feldspatkörnern, meist Kalifeldspäten. Perthitischer Kalifeldspat bildet bis cm-lange Einsprenglinge, die oft idiomorph sind oder kleine Plagioklas- oder Quarzstücke umschließen. Die Quarzeinsprenglinge sind kleiner, abgerundet und weisen Resorptionsbuchten auf, die von Grundmasse erfüllt sind. Der Plagioklas (?Albit-Oligoklas) ist verzwillingt und frisch. Als akzessorische Bestandteile treten Zirkon, Erz und Chlorit auf. Die Struktur ist porphyrisch, die Textur massig.

Sphärolithischer Rhyolith (GA 54): In einer braunvioletten, dichten Grundmasse erkennt man schon von bloßem Auge gruppenweise angeordnete, dunklere, rosettenförmige Flecken, deren Mittelpunkt oft hellrosa und deren randliche Partie dunkelrotbraun ist. Der Dünnschliff zeigt eine feinkristalline Grundmasse aus Quarz und Feldspat, sowie feinem Serizit, Chlorit, Erz, Zirkon und Titanit. Die Quarzeinsprenglinge sind idioblastisch und deren Resorptionsbuchten sind mit Grundmasse gefüllt. Die Kalifeldspateinsprenglinge sind perthitisch. Die Sphärolithe von 2—5 mm Durchmesser werden vorwiegend aus fächerförmig angeordnetem Kalifeldspat gebildet; in ihrem Zentrum finden wir oft frischen, verzwillingten Plagioklas (Albit-?Oligoklas) oder Quarz.

Bei einem weiteren sphärolithischen Rhyolith berühren sich die einzelnen Sphäroide und lassen nur wenig Platz für eine Grundmasse (GA 43). In GA 14 ist in der Anwitterung die Grundmasse hellgrün und die Sphäroide sind gelbgrau. Im Schliff erkennt man neben den schlecht erhaltenen Sphäroiden und der Grundmasse Mandeln mit Karbonat, pseudomorph nach Hornblende. Des schlechten Erhaltungszustandes wegen kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, ob es sich bei diesem Gestein nicht um einen Andesit handelt.

Rhyolith, vermutlich tuffogen (GA 52): Von Auge kann man nur ein massiges, rot-grün-weiß gesprenkeltes, schlecht erhaltenes Gestein erkennen. Das Dünnschliffbild zeigt verschieden große Einsprenglinge von teils idiomorphem, teils zerbrochenem Quarz, stark serizitisiertem und saussuritisiertem Plagioklas, braun bestäubtem Kalifeldspat und etwas chloritisiertem Biotit, der seinerseits Apatit- und Zirkoneinsprenglinge enthält. Die Grundmasse besteht aus denselben Mineralien, die hier noch schlechter erhalten sind. Die Form einiger Einsprenglinge läßt auf deren klastischen Ursprung schließen, so daß eine tuffogene Natur dieses Rhyoliths nicht ausgeschlossen werden darf. GA 64 ist ein weiteres Geröll mit porphyrartiger Struktur, das als tuffogener Rhyolith bezeichnet werden kann.

Herkunft der Rhyolithe

Bereits Speck (1953: 23) machte darauf aufmerksam, wie ähnlich die Rhyolithe der Nagelfluh der Baarburg (Tortonien) den zur Bernina-Decke gehörenden Rhyolithen an der Diavolezza und im Val d'Arlas seien. Auch für die Rhyolithe unserer Nagelfluhen können wir diesen Vergleich gelten lassen.

Ophiolithe

Grüngesteine sind vor allem in der Schüpferegg-Nagelfluh und in den Napf-Schichten recht gut vertreten.

Gesteinsbeschreibung:

Bunter Spilit (GA 62): Das Gestein weist außen einige Eindrücke auf und erscheint durch einen Hämatitbelag violettrot und grauglänzend. Im Bruch sehen wir grüne und dunkelviolettrote Partien des dichten Gesteins ohne scharfe Grenze ineinander übergehen. Im Dünnschliff erkennt man einen Filz von Fledspatleisten (Albit/Oligoklas) mit arboreszenter Struktur. Die mandelförmigen Hohlräume werden zum Teil von Chlorit und Hämatit oder Kalzit und Chlorit ausgefüllt. Am Rand einiger dieser «Mandeln» finden wir kleine Epidotstengel. Die roten Partien zeigen dieselbe Grundmasse wie die vorwiegend grünen Partien und gehen ohne scharfe Grenze in diese über, führen aber feinverteilten Hämatit.

Serpentin (GA 32): Das makroskopisch dunkelgrüne, dichte Gestein zeigt unter dem Mikroskop im Dünnschliff ein sperriges Gefüge von kleinen und feinsten Serpentinblättchen. Erz tritt fein verteilt und in Klumpen auf. Funde von Serpentingeröllen sind in Molassenagelfluhen eher selten gemacht worden. Wir führen das nicht auf eine primäre Absenz oder spärliche Verbreitung des Serpentins im Erosionsgebiet der Flüsse zurück, sondern auf die geringe Resistenz des Serpentins gegenüber Verwitterung und Transport (CADISCH 1923).

Grünschiefer (umgewandelter Diabasporphyrit?) (GA 51): In einer hellgraugrünen, dichten Grundmasse sind bis 3 mm lange, hellere Einsprenglinge mehr oder weniger parallel angeordnet. Im Schliff erweisen sich sowohl die Grundmasse als auch die Einsprenglinge als stark zersetzt und kaum mehr bestimmbar. Chlorit, Epidot, Serizit und etwas Erz bilden eine Masse, in der nur ein Relikt einer blaßgrünen Hornblende zu finden ist.

Herkunft der Ophiolithe

Für die Herkunft der Ophiolithe kommt vor allem der penninisch-ostalpine Grenzraum in Frage, worauf schon von zahlreichen Autoren (zit. in SPECK 1953 und MATTER 1964) hingewiesen wurde.

Metamorphite

Gesteinsbeschreibung:

Quarzitischer Epidotschiefer (GA 31): Makroskopisch sehen wir ein Geröll flatschiger Textur mit hellgrünen Linsen und dunkelgrünen Flasern. Unter dem Mikroskop finden wir feinkörnige Lagen von Quarz und etwas Albit mit nur spärlich Epidot, wechsellagernd mit Partien, in denen der Epidot in Lagen und Nestern über 70 % des Gesteins bildet. Akzessorisch treten Chlorit, Turmalin, Apatit und Erz auf. Karbonat und Serizit finden sich vor allem um Quarzlinsen.

Gneis (GA 44): Dieses makroskopisch kaum zu bestimmende Gestein erweist sich unter dem Mikroskop als umgewandelter Gneis, dessen Feldspäte vollständig seizitisiert und saussuritisiert sind. Der Quarz löscht undulös aus, ist oft verzahnt und tritt in Lagen auf, die außer ihm noch Epidot und Erz führen.

Gneis (GA 79): Als Hauptgemengteile treten Kalifeldspat, Quarz und Oligoklas mit deutlicher Zwillingslamellierung auf. Akzessorisch finden wir Biotit, Chlorit, Serizit und Augit. Die schon im Handstück erkennbare Paralleltextur wird durch die in Lagen angeordneten Glimmer hervorgerufen.

Feinkörniger Granatgneis (GA 57): Makroskopisch fallen in diesem graugrünen Gestein die dunkelrotbraunen, schlecht erhaltenen Granatkörner auf. Diese zeigen im Schliff eine Skelettstruktur und sind zonar gebaut: innen farblos, außen schwach rötlich. Sie werden von einem Grundgewebe aus Quarz und Plagioklas umschlossen, das zudem lagig angeordneten Epidot, Biotit und Chlorit enthält. Der Chlorit ist ein Umwandlungsprodukt des Granats.

Quarz-Serizitschiefer (S 50): Dieses Geröll besteht praktisch nur aus Quarz- und Serizitlagen, die parallel angeordnet sind und Klumpen von Mosaikquarz. Es dürfte ein metamorphes Konglomerat sein, wie man sie in vielen Decken findet.

Herkunft der Metamorphite

Neben den Quarziten, die mit den sedimentären Komponenten besprochen werden, sind es vor allem Gneise, und weniger Schiefer, die die metamorphen Komponenten der untersuchten Nagelfluhen ausmachen. Die besprochenen Gesteine sind nicht charakteristisch genug, um tektonisch beheimatet werden zu können.

1.1.1.2. Sedimentäre Komponenten

Sedimentgerölle aus dem ?Aquitanien

Kalkiger Radiolarit (GA 141): Das violett-braune Gestein besteht aus einer Masse von Kalzit und Quarz. Die zahlreichen kreisrunden Radiolarienquerschnitte sind zum Teil kalzitisiert. Radiolarien und Kalzitlagen sind parallel angeordnet.
Alter: Malm. *Herkunft:* Simmen-Decke (die Vergesellschaftung von Radiolariten, Ophiolithen und Aptychenkalken, wie sie im Napfschuttfächer auftritt, findet sich vor allem in der Simmen-Decke).

Schwach onkolithischer, organodetritischer Kalk (GA 15): Dieser hellbeige Kalk wittert rauh an. Im Schliff erkennen wir einen schwach onkolithischen, organodetritischen Kalk, dessen Grundmasse teilweise rekristallisiert ist. Neben vielen Echinodermentrümmern finden wir selten kleine Gastropoden und Milioliden.
Alter: Malm. *Herkunft:* Klippen-Decke oder Ultrahelvetikum.

Sedimentgerölle aus dem ?Burdigalien

Heller, dichter Kalk (GA 23): Hellgraues Geröll mit vielen Eindrücken. Der dichte bis feinkristalline Kalk führt vereinzelte, rekristallisierte Radiolarien.
Alter: fraglich, möglicherweise Neokom. *Herkunft:* fraglich.

Sedimentgerölle aus dem ?Helvétien

Grauer Kalk (GA 33): Atypischer, feinkörniger Kalk mit kleinen Pyritkristallen und spätigen Kalzitadern.

Hellbeiger, fleckiger Dolomit (GA 34): Der dichte bis feinstkörnige Dolomit führt keine Fossilien. Das gefleckte Aussehen ist durch verschiedene Größen der einzelnen Dolomitkristalle bedingt.
Alter: Trias-Lias. *Herkunft:* Kommt in verschiedenen alpinen Decken vor.

Graubeiger, kalkiger Sandstein (GA 41): In einer Matrix von Serizit, Chlorit und feinkristallinem Karbonat sowie Quarz, schwimmen detrische, oft kantengerundete Quarze, Plagioklase (selten mit polysynthetischer Verzwillingung), Orthoklase, Karbonate und Karbonatneubildungen. Neben Erz treten auch Granat und Zirkon, Epidot und Turmalin auf.
Alter: Tertiär (nach lithologischen Vergleichen). *Herkunft:* Fraglich, nicht Molasse.

Dolomit-Kalk-Brekzie (GA 42): Die dolomitischen Komponenten bestehen aus feinkristallinem bis spätigem Dolomit, während Kalzit vor allem in Adern auftritt. Meistens grenzen die Dolomitkomponenten aneinander, ohne kalzitischen Zement dazwischen. Die Fossilreste sind nicht bestimmbar.
Alter: Trias-Lias. *Herkunft:* Kommt in verschiedenen alpinen Decken vor.

Sedimentgerölle aus dem Tortonien

Mergeliger Sandstein (GA 55): Der feingeschichtete mergelige Sandstein wittert glatt, grau-braun an. Die flaserige Schichtung ist durch die Wechsellagerung von gröberem, quarzreicherem, und feinerem, ton- und karbonatreicherem Material bedingt. Erz und Chlorit sind verteilt oder auf Horizonten parallel der Schichtung angereichert.

Organodetritischer Kalk (GA 56): Der hellbraune Kalk ist organodetritisch bis feinbrekziös. Neben Echinodermentrümmern finden wir solche von Kalkalgen und Lamellibranchiern.
Fossilien: Clypeina jurassica FAVRE & RICHARD, Textulariiden (selten).
Alter: Malm (Unter- bis unteres Obertithon). *Herkunft:* Klippen-Decke.

Grauer Dolomit (GA 61): Der feinkörnige, graue Dolomit führt keine Fossilien. Typisch für die Dolomite dieser Probe sind die hellen Adern, die das Gestein durchziehen und mit Dolomit oder Kalzit ausgefüllt sind.
Alter: Trias-Lias. *Herkunft:* Kommt in verschiedenen alpinen Decken vor.

Hellgraue Dolomitbrekzie (GA 63): Das rauh und hellbeige anwitternde Geröll zeigt schon im Anschliff eine hellgraue dichte Masse mit mehr oder weniger gut umgrenzten dunkleren, 1—4 mm großen, eckigen Einschlüssen. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Grundmaße und die Einschlüsse als vorwiegend dolomitisch. Kalzit ist weniger in Komponenten oder Grundmasse vertreten, füllt aber Adern aus, zusammen mit autigenem Quarz und verzwillingten Feldspäten.

Feinbrekziöser Kalk (GA 65): In einer feinoolithischen Grundmasse liegen bis 8 mm lange feinstkristalline Kalkstücke. Teilweise ist die Grundmasse rekristallisiert. Echinodermenresten sind selten, seltener noch die Gastropoden.
Alter: Wahrscheinlich Jura. *Herkunft:* Nicht Klippen-Decke, evtl. Ultrahelvetikum.

Kieselkalk (GA 66): Makroskopisch beigebrauner, dichter Kalk. Im Dünnschliff erkennt man eine Grundmasse von mikrokristallinem Kalzit und Quarz, in der vereinzelte Spongiennadeln und Radiolarien vorkommen.
Alter: Fraglich, evtl. Neokom. *Herkunft:* Fraglich.

Radiolarit (GA 71): Dieser rotbraune Radiolarienhornstein ist voll von leicht gelängten Radiolarienquerschnitten, die von einer von rotem Pigment gefärbten Grundmasse aus Quarz umgeben sind. Er führt weder Kalzit noch andere Fossilien als die Radiolarien, die nicht mehr näher bestimmbar sind.
Alter: Malm. *Herkunft:* Simmen-Decke.

Feinoolithischer Kalk (GA 73): Der feinoolithische Kalk wittert rauh, grau an und führt eine kristalline kalzitische Grundmasse.
Fossilien: Clypeina jurassica FAVRE & RICHARD, *Miliolidae, Textularidae, Valvulinidae* oder *Verneulinidae,* Echinodermentrümmer und kleine Gastropoden.
Alter: Malm (unteres bis unteres Obertithon). *Herkunft:* Klippen-Decke oder Urhelvetikum.

Konglomerat (KS 11): Bei diesem auffälligen feinkonglomeratischen Gestein finden wir folgende Komponenten: rote und helle Radiolarite, Kalke und Dolomite, dicht bis grobkristallin und meist sehr gut gerundet. Die Zwickel zwischen den einzelnen Komponenten, die oft aneinander grenzen, sind mit Kalzit, seltener Quarz, ausgefüllt. In einer Kalkkomponente fanden wir einen Aptychus. Dieses Geröll entspricht genau dem von TSCHACHTLI (1941) beschriebenen «Flyschkonglomerat vom Typus Ruine Weißenburg».
Alter: Cenoman. *Herkunft:* Simmen-Decke.

Kalksandstein (GA 74): Der Kalksandstein ist mittelkörnig, Quarz und Kalzit sind zu gleichen Teilen an seinem Aufbau beteiligt. Dazu treten serizitisierter Feldspat, Serizit, Dolomit, Erz und Zirkon.
Alter: Tertiär (nach lithologischen Vergleichen). *Herkunft:* Fraglich, nicht Molasse.

Quarzitischer Sandstein (GA 75): Das hellgraue Gestein ist geschichtet und besteht hauptsächlich aus Quarz. Weiter finden wir etwas Kalzit (< 5 %), Chlorit, Serizit verschiedener Generationen, spärlich Erz und Zirkon.
Alter: Tertiär (nach lithologischen Vergleichen). *Herkunft:* Evtl. Flysch.

Glaukonitsandstein (GA 77): Das Geröll, dessen frische Farbe hellgrau ist, wittert rauh und ockergelb an. Unter dem Mikroskop erkennen wir einen feinkörnigen Sandstein mit kalzitischem Bindemittel und recht frischem Glaukonit. Erz, Epidot, Zirkon und Rutil sind meist in parallelen Lagen angereichert.

Fossilien: Pithonella ovalis LORENZ, *Stomiosphaera sphaerica* KAUFMANN (in dichten, dunklen Kalkkomponenten = aufgearbeitete Oberkreide), *? Globorotalia,* Globigerinenbruchstücke, *Rotaliidae, Anomalinidae.*
Alter: Oberes Paleozän-Eozän. *Herkunft:* Südhelvetische-ultrahelvetische Decken.

Quarzit (GA 78): Die einzelnen Quarzkörner des hellgrauen Quarzites sind meist durch einen Serizitfilm voneinander getrennt. Karbonat tritt nur selten auf. Schon makroskopisch erkennt man die Grobkörnigkeit dieses Gerölls.

Oolithischer Dolomit (GA 791): Sehr schwach metamorpher, grauer Dolomit mit kleinen Ooiden und Onkoiden in einer rekristallisierten Grundmasse. Die Kalkalgenresten und Echinodermentrümmer sind nicht mehr bestimmbar, da ihre Struktur nicht erhalten blieb.
Alter: ?Lias. *Herkunft:* Ultrahelvetikum — Klippen-Decke.

Hellgraubeiger Kalk (GA 792): Der hellgraubeige, dichte Kalk ist voll von Fossilien und Fossiltrümmern: Echinodermentrümmer, ?Algen, vereinzelte Radiolarien, *Trocholina elongata* LEUPOLD, *Calpionella alpina* LOR., *Tintinnopsella cadischiana* COLOM, *Crassicollaria cf. intermedia, Globochaete alpina* LOMBARD.
Alter: Oberstes Tithon — unteres Berriasien. *Herkunft:* Ultrahelvetikum, evtl. Klippen-Decke.

Onkolithischer Kalk (GA 796): Onkolithisch-oolithischer Kalk mit etwas Quarzsand.
Fossilien: Trocholina elongata LEUPOLD, Foraminiferenfragmente, kleine Gastropoden.
Alter: Malm. *Herkunft:* Klippen-Decke.

1.1.1.3. Schlußfolgerungen aus der qualitativen Geröllanalyse

Die qualitative Geröllanalyse zeigt zunächst, daß die meisten Gesteinstypen in allen vier untersuchten Formationen vorkommen. Es fällt allerdings schon auf den ersten Blick auf, daß ihre Verteilung vertikalen Änderungen unterworfen ist. Die Zählungen haben diese Vermutung bestätigt und zudem gezeigt, daß, verglichen mit den Untersuchungen von MATTER (1964), auch horizontale Änderungen stattfinden.

Altersmäßig sind Sedimente aller Perioden seit dem Perm nachzuweisen, teils anhand von Mikrofossilien und, wo diese fehlen, aufgrund lithologischer Kennzeichen.

Zur Herkunft der Gerölle

Die roten und grünen Granite, die Quarzdiorite und Rhyolithe weisen makroskopisch und mikroskopisch große Ähnlichkeit mit den Gesteinen des Err-Berninagebietes auf. Sie werden daher als unterostalpiner Herkunft betrachtet (CADISCH 1923, 1928). Dabei muß angenommen werden, daß die unterostalpinen Einheiten im Oligozän und im Miozän weiter verbreitet waren als heute, so daß sie auch im Hinterland der Napfschüttung anstanden (vgl. Fig. 20).

Die Ophiolithgerölle werden allgemein im penninisch-ostalpinen Grenzraum beheimatet, da den Ophiolithen tieferer tektonischer Einheiten die gefundenen arboreszenten Strukturen fehlen. SPECK (1953) beheimatet sie aufgrund ihrer Vergesellschaftung mit Mocausakonglomeratgeröllen in der Simmen-Decke. Ein in der Basismergelzone des Tortoniens gefundenes Feinkonglomeratgeröll entspricht genau dem von TSCHACHTLI (1941) gesammelten und beschriebenen «Flyschkonglomerat vom Typus der Ruine Weißenburg» aus dem Cenoman der Simmen-Decke. Dieses Flyschkonglomerat entspricht nach TSCHACHTLI dem Mocausakonglomerat

und unterscheidet sich von ihm nur durch seine kleinere Korngröße. Wir dürfen daher annehmen, daß die Ophiolithe, mindestens des Tortoniens, von der Simmen-Decke stammen.

Die Quarzite, quarzitischen Sandsteine und Arkosen stammen wohl vornehmlich aus dem Buntsandstein und dem Verrucano und können keiner bestimmten Decke zugeordnet werden.

Die Dolomite, die wir wegen ihrer Fossillosigkeit stratigraphisch nicht genau einstufen können, dürften triasischen bis höchstens liasischen Alters sein und aus den mächtigen ostalpinen Triasablagerungen oder denen der Klippen-Decke stammen. Sichere Lias- und Doggergerölle fanden wir nicht. Dagegen sind Malmgerölle in ansehnlicher Zahl durch Mikrofossilien belegt. Neben atypischen Kalken fanden sich Gerölle, die mit ziemlicher Sicherheit dem Malm der Klippen-Decke, der Simmen-Decke und evtl. des ultrahelvetischen Raumes entstammen. Außer dem schon erwähnten cenomanen Flyschkonglomerat, das Mocausaleitwert besitzt und deshalb der Simmen-Decke zugeordnet werden darf, konnten Kreidegerölle nicht sicher nachgewiesen werden. Die tertiären Schichten sind vor allem durch Flyschgesteine vertreten, die dem Wildflysch und dem Schlierenflysch entstammen dürften. Wir fanden weder aufgearbeitete Molassegesteine noch mesozoische Gesteine des Helvetikums.

1.1.2. Quantitative Zusammensetzung

In Tab. 2 sind die Lokalitäten der ausgezählten Nagelfluhproben zusammengestellt. Von den mit GA 1 bis GA 8 bezeichneten Proben wurden jeweils 200 Gerölle der Fraktion > 16 mm bestimmt. Die aus diesen Zählungen resultierende Zusammensetzung der Nagelfluh ist in Tab. 3 dargestellt, wobei wir die Gesteine so gruppierten wie MATTER (1964). Bei den mit KS 1 bis KS 6 benannten Proben wurden, ebenfalls je an 200 Geröllen > 16 mm, die Kristallin- und die Sedimentanteile (inkl. Gangquarze[4]) bestimmt. Dieses abgekürzte Zählverfahren konnte gewählt werden, da es sich bei MATTER (1964: 390) gezeigt hatte, daß vor allem der Kristallingehalt einer Probe uns erlaubt, Profile innerhalb der Napfschüttung zu kontrollieren.

[4] Wir müssen die Gangquarze entweder dem Kristallin oder den Sedimenten zurechnen, obschon sie beiden Gruppen entstammen. Sie werden hier zu den Sedimenten gerechnet, da sich die folgenden Aussagen vor allem auf den Kristallingehalt s. str. (ohne Gangquarze) beziehen.

TABELLE 2: *Verzeichnis der Lokalitäten sämtlicher gezählter Nagelfluhproben.*

Probe Nr.	Lokalität		Formation
GA 1	Rümlig	654 910/206 090/705	Granitische Molasse
GA 2	Rümlig	653 400/206 100/650	Basis Luzerner Sandstein
KS 1	Rümlig	652 580/206 510/610	Basis Schüpferegg-Nagelfluh
KS 2	Rümlig	652 570/206 530/610	Schüpferegg-Nagelfluh
GA 3	Rümlig	652 550/206 600/605	Schüpferegg-Nagelfluh

KS 3	Rümlig	652 520/206 670/605	Schüpferegg-Nagelfluh
GA 4	Rümlig	652 500/206 720/600	Schüpferegg-Nagelfluh
KS 4	Rümlig	652 450/206 730/600	Basismergelzone Napf-Schichten
KS 5	Rümlig	652 460/206 830/595	Basismergelzone Napf-Schichten
GA 5	Füliloch	652 060/206 590/770	Basismergelzone Napf-Schichten
KS 6	Rümlig	652 400/206 950/590	Basismergelzone Napf-Schichten
GA 6	Ror	651 930/206 820/750	Napf-Schichten
GA 7	Ror	652 160/207 240/760	Napf-Schichten
GA 8	Brücke N Hütten	651 810/207 780/715	Napf-Schichten

TABELLE 3: *Zusammensetzung der Nagelfluh des Rümligprofils, Fraktion > 16 mm* (Angabe in %).

Geröllarten:	Probe Nr. (GA):							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Nicht metam. Kristallin								
Rote Granite	32,0	13,5	2,0	1,0	4,0	0,5	0,5	3,0
Grüne Granite	9,0	10,0	1,0	3,5	2,5		1,5	1,0
Helle Granite und Aplite	19,5	15,5	5,5	1,5	6,0	1,5	2,5	7,0
Syenite und Diorite	1,0	1,0	3,0	1,0	3,0	1,5	1,0	0,5
Rhyolithe	2,0	3,5	0,5	0,5	3,0		1,5	
Ophiolithe	0,5	0,5	6,0	2,5	8,5	1,5	1,0	1,5
Metam. Kristallin								
Gneise	10,0	4,5	2,0	2,5	3,5	2,0	2,0	5,5
Glimmerschiefer	0,5	2,5	1,5		0,5		1,5	
Total Kristallin	*74,5*	*51,0*	*21,5*	*13,0*	*31,0*	*7,0*	*11,5*	*18,5*
Sedimente								
Helle Quarzite	1,0	4,5	8,5	7,5	7,5	1,0	8,5	21,0
Verrucano-Buntsandstein	1,5	2,0	2,0	2,0	1,5	1,5	2,0	1,5
Ölquarzite		2,0	1,0				0,5	0,5
Hornsteine und Radiolarite	2,0			1,5	2,0	0,5	3,0	
Oolith.-onkolith. Kalke	1,0		1,0		0,5		3,0	0,5
Helle dichte Kalke	1,0	1,0	1,0	4,5	5,0	0,5	4,5	2,5
Dunkle dichte Kalke	2,0	2,0	4,0	5,5	10,0	1,5	7,0	2,0
Spatkalke-Ech.-Brekzien	3,5	3,5	3,0	1,0	1,0	3,5	2,0	1,0
Helle Dolomite	1,0		1,0	5,0	0,5	5,0	1,5	2,0
Dunkle Dolomite	1,0		7,5	4,0	3,5	32,0	2,0	2,0
Flyschgesteine	4,0	4,0	24,5	27,0	13,5	30,0	27,0	16,5
Glaukonit. Sandsteine				0,5	0,5	0,5	1,5	1,5
Konglomerate und Brekzien	0,5					0,5		
Kalzit				1,0	0,5	0,5	1,0	
Total Sedimente	*18,5*	*19,0*	*53,5*	*59,5*	*46,0*	*77,0*	*63,5*	*51,0*
Gangquarze	6,0	18,0	22,0	25,0	21,0	15,0	23,5	28,0
Atypisches	1,0	2,0	3,0	2,5	1,5	1,0	1,5	2,5

Die zeitliche Veränderung der Nagelfluhzusammensetzung

Unsere Zählungen hatten vor allem den Zweck, vertikale Unterschiede in der Zusammensetzung der Nagelfluh zu erfassen und die erhaltenen Werte mit solchen aus den Nachbargebieten zu vergleichen. Dabei fanden wir, daß entgegen den Erfahrungen von LIECHTI (1928), der im westlichen Teil des Napfschuttfächers keine wesentlichen Veränderungen hatte finden können, die Zusammensetzung der Nagelfluh sich von der Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten ändert. MATTER (1964), mit dessen Resultaten die unsrigen recht gut übereinstimmen, ist zum gleichen Ergebnis gelangt.

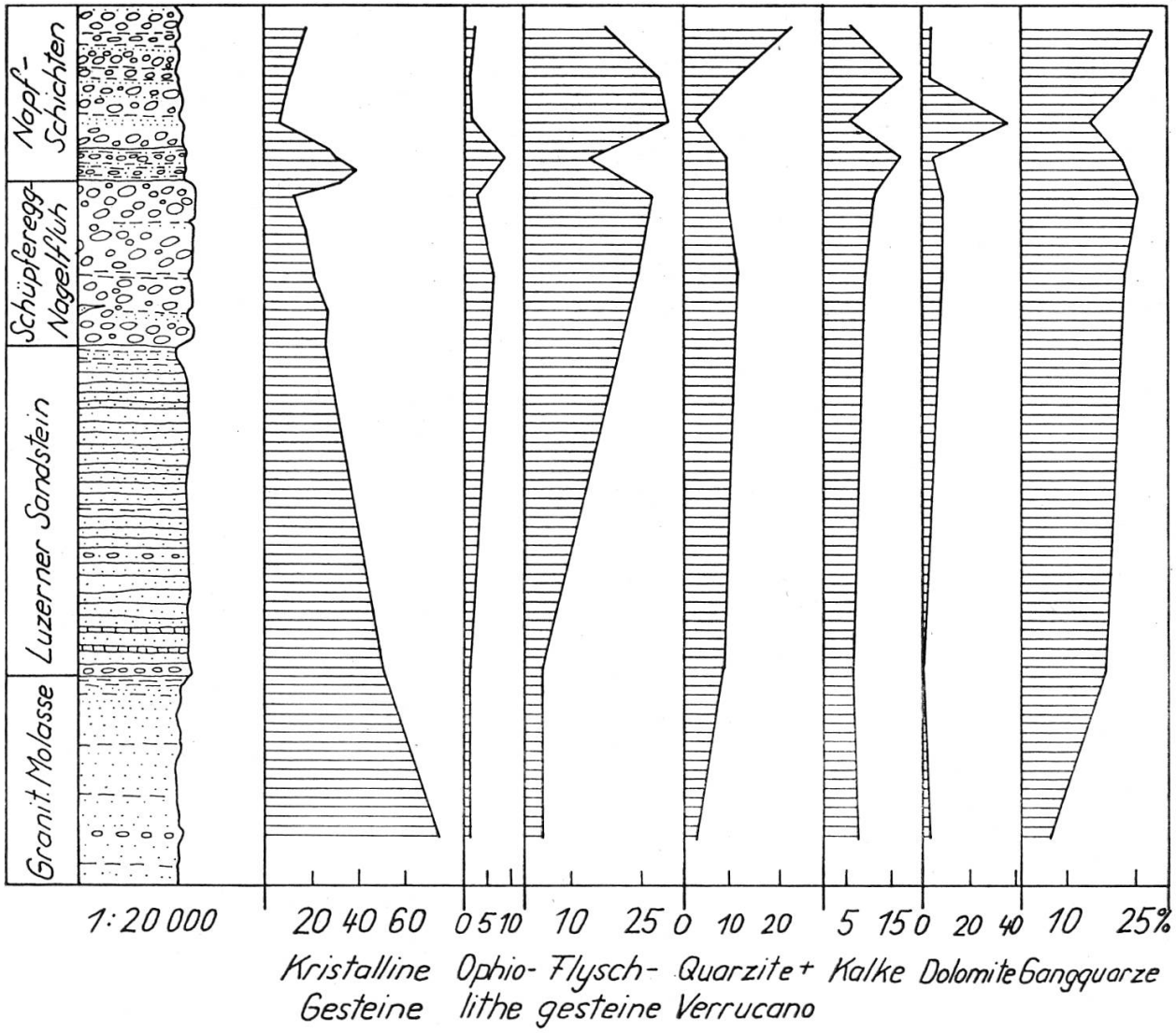


Fig. 17 Die zeitliche Entwicklung der verschiedenen Gerölltypen der Nagelfluh.

Die meisten Proben stammen aus der Rümligschlucht, einige von deren linksufrigen Hängen. In Fig. 17 wurden die Geröllgehalte dieser stratigraphisch eingeordneten Proben dargestellt. Für diese Darstellung wurden die Werte Tab. 3 entnommen und in die Gruppen Kristallin, Ophiolithe, Flyschgesteine, Quarzite und Verrucano, Kalke, Dolomite und Gangquarze eingeteilt.

In der Granitischen Molasse fanden wir in unserem Gebiet nur ein Nagelfluhlager. Im Luzerner Sandstein hat es außer dem Basiskonglomerat nur noch einige sehr stark verfestigte Geröllschnüre, die nicht ausgezählt werden konnten. Trotz dieser im unteren Teil unseres Profiles viel zu geringen Probendichte haben wir, um direkte Vergleiche zu ermöglichen, dieselben Darstellungsweisen gewählt wie MATTER (1964). Dieses Verfahren hat sich gelohnt, denn es zeigt, daß in unserem Gebiet eine ähnliche Entwicklung der Zusammensetzung der Nagelfluh erfolgt wie bei ihm.

Der Kristallingehalt nimmt vom maximalen Wert von 74,5 % in der Granitischen Molasse gegen das Hangende hin ab. Im unteren Teil der Schüpferegg-Nagelfluh, wo MATTER (1964: 386–388) ein erneutes Ansteigen des Kristallinanteils feststellen konnte, treten bei uns ebenfalls schwach erhöhte Werte auf. Ein deutliches Maximum haben die kristallinen Komponenten in der Basismergelzone der Napf-Schichten. Während dieses Maximum bei MATTER (1964) durch einen stark erhöhten Ophiolithgehalt zustandekommt, beruht es in unserem Profil nur zum Teil auf einer Zunahme der Ophiolithgerölle. In KS 5 zählten wir zum Beispiel nur 2 % Ophiolithe, gegenüber 22 % roten Graniten. Während der Kristallingehalt bei MATTER in den Napf-Schichten weiterhin abnimmt, steigt er bei uns leicht an. Der Ophiolithgehalt ist in der Schüpferegg-Nagelfluh größer als in den eigentlichen Napf-Schichten, im Luzerner Sandstein und in der Granitischen Molasse. Der Flyschgehalt nimmt vom Liegenden zum Hangenden zu, bis er in der Basismergelzone der Napf-Schichten vorübergehend stark abnimmt und dann gerade darüber sein Maximum erreicht, um dann wieder abzunehmen. Das heißt, er verhält sich annähernd komplementär zum Kristallingehalt. Quarzite und Verrucano, Kalke und Gangquarze weisen über der Basismergelzone der Napf-Schichten je eine ihrer allgemein vom Liegenden zum Hangenden zunehmenden Tendenz entgegengesetzte Abnahme auf, die dem Dolomitmaximum an dieser Stelle zuzuschreiben ist. MATTER fand maximale Dolomitwerte in der Schüpferegg-Nagelfluh.

In Fig. 18 ist die zeitliche Entwicklung des Kristallingehaltes der Nagelfluh dargestellt. Die stratigraphische Höhe ist als unabhängige Variable längs der x-Achse aufgetragen; auf der y-Achse ist die Anzahl Kristallingerölle von den 200 pro Probe gezählten Geröllen als abhängige Variable abgetragen. Der Nullpunkt wurde an die tiefste in unserem Gebiet aufgeschlossene Stelle der Granitischen Molasse gelegt.

Die Zunahme des Kristallingehalts von der Granitischen Molasse bis zu den Napf-Schichten erweist sich als linear und kann mit der Gleichung $y = 148 - 0{,}0814\ x$ angegeben werden. MATTER (1964) fand von der Granitischen Molasse zur Basis der Schüpferegg-Nagelfluh eine Gerade mit der Gleichung $y = 116{,}3 - 0{,}0552\ x$ und von dort bis in die Napf-Schichten $y = 32{,}4 - 0{,}0049\ x$. Ebenso wie seine Werte in der Basismergelzone signifikant von der Grundkurve verschieden sind, können unsere Werte auf dieser stratigraphischen Höhe nicht durch eine lineare Gleichung erfaßt werden. Unsere Gerade ist steiler als diejenige von MATTER.

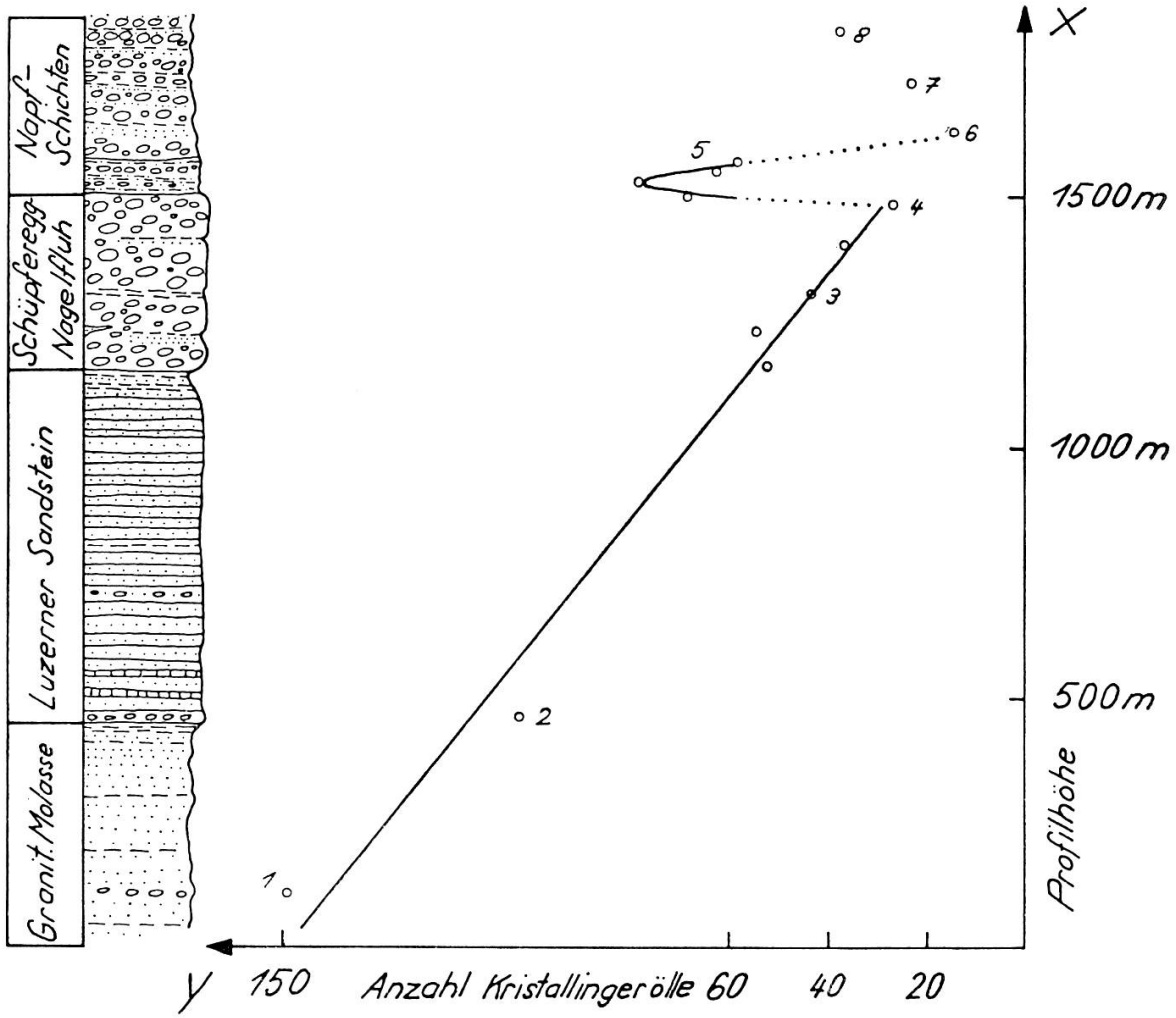


Fig. 18 Die zeitliche Entwicklung der Kristallingehalte der Nagelfluh.

Daran sind neben unseren höheren Kristallingehalten in der Granitischen Molasse die geringeren Mächtigkeiten der einzelnen Formationen in unserem Profil schuld.

Die petrographische Nagelfluhanalyse hat sich als gutes Mittel erwiesen, Profile innerhalb der Napfschüttung zu korrelieren, besonders anhand des unterschiedlichen Kristallinanteils in den Formationen.

Der Dolomitreichtum, den MATTER in der Schüpferegg-Nagelfluh fand und als für diese typisch erachtete, tritt in unserem Gebiet nicht in der Schüpferegg-Nagelfluh, sondern in den Napf-Schichten auf, ist also auch horizontalen Schwankungen stark unterworfen.

1.2. Die mechanische Geröllanalyse

Aus den auf S. 66 genannten Gründen verzichteten wir auf die Rundungs- und Formanalyse der Nagelfluhgerölle und führten nur eine Größenanalyse durch.

Ergebnisse der Geröllgrößenanalyse

Die Größenmessungen wurden an den auszuzählenden Proben vorgenommen und die Gerölle jeweils der ihrem längsten Durchmesser entsprechenden Gruppe (16–32 mm, 32–64 mm, 64–128 mm und > 128 mm) zugeordnet.

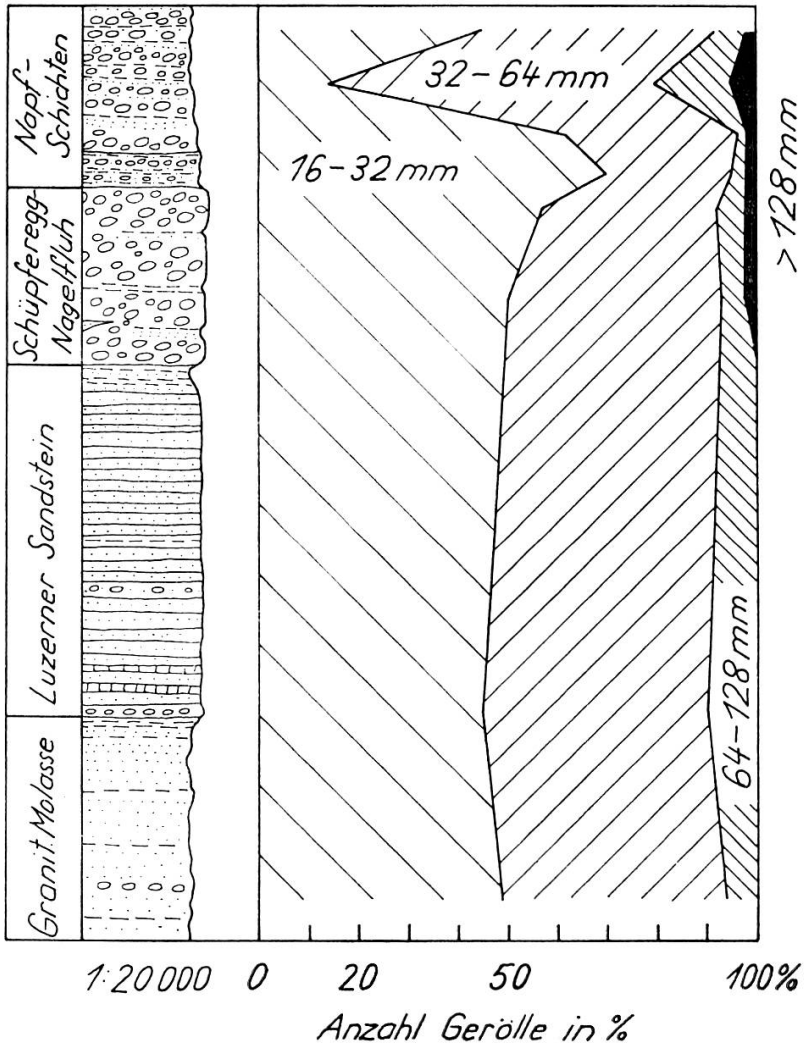


Fig. 19 Geröllgrößenverteilung der Nagelfluh im Rümligquerschnitt in Stückprozenten der Fraktion > 16 mm.

In Fig. 19 ist die Größenverteilung der Nagelfluhgerölle im Profil dargestellt. Wenn auch nur wenige Proben untersucht wurden, so zeigt sich doch, daß gegenüber dem Gebiet von MATTER (1964), das zentraler im Napfschuttfächer liegt, nur kleine Unterschiede in der Geröllgrößenverteilung zu verzeichnen sind. Wie bei ihm beträgt der Anteil an Geröllen der Fraktion von 16–32 mm meist um 50 % (Stückprozente[5]). Er steigt bis 70 % in der Basismergelzone der Napf-Schichten und sinkt in diesen bis auf 14 % ab. Gerölle > 128 mm fanden wir in der Schüpferegg-Nagelfluh und in den Napf-Schichten, während sie bei MATTER (1964) auch in der Granitischen Molasse auftreten. Es scheint, daß in der Granitischen Molasse und im Luzerner Sandstein der Gerölltransport, der bis in unser Gebiet reichte, weniger

große Gerölle zu befördern vermochte, als im südwestlichen Nachbargebiet. Dagegen war offenbar die Transportkraft in der Schüpferegg-Nagelfluh und in den Napf-Schichten bei uns dieselbe wie weiter südwestlich, zumindest wurden ungefähr gleich viele große Gerölle abgelagert. Wir fanden also im vertikalen Profil keine horizontale Abnahme der Geröllgröße von Südwesten nach Nordosten, die sich mit der von MATTER und von uns verwendeten Größenunterteilung erfassen läßt. Dieses Resultat erstaunt, da besonders in den Napf-Schichten in unserem Gebiet die Nagelfluh zugunsten von Sandstein und sandigen Mergeln zurücktritt und die Nagelfluhen auf den ersten Blick viel gröber erscheinen als in unserem Gebiet. Wir glauben, daß man mit einer feineren Größenunterteilung zu einem der Wirklichkeit besser entsprechenden Bild gelangen würde.

5 Die durch Zählung erhaltenen Stückprozente weichen stark von den Volumenprozenten ab. Hier zum Vergleich die beiden Werte für die Probe GA 4.

	16—32 mm	32—64 mm	64—128 mm
Stückprozente	56	36	8
Volumenprozente	15	47	38

Die Volumenprozente konnten an dieser losen Probe mittels Eintauchen der einzelnen Fraktionen in Wasser und Messung der Zunahme des Gesamtvolumens in einem geeichten Gefäß mit einer für unsere Zwecke genügenden Genauigkeit bestimmt werden. Die volumetrische Messung hat den Nachteil, daß ein einzelnes, sehr großes Geröll eine Zählung vollständig verfälschen kann.

1.3. Ergebnisse der Geröllanalyse

Wie wir dem Abschnitt über die petrographische Geröllanalyse vorangestellt haben, führt diese im Idealfall zur Beheimatung der Gerölle im alpinen Deckenbau.

Um uns ein Bild vom primären Alpenrelief und den tektonischen Einheiten zu machen, die im Rückland unseres Gebietes abgetragen wurden, haben wir in Fig. 20 auf das jetzige Flußnetz und die heute aufgeschlossenen tektonischen Einheiten die Zusammensetzung der primären Alpenoberfläche nach tektonischen Einheiten und die oligo- und miozänen Flußsysteme nach STAUB (1934, Tafeln IV und VIII) eingetragen. Die Grenzen der tektonischen Einheiten des primären Alpenreliefs wurden dabei beibehalten, während die Einheiten nach unseren heutigen tektonischen Auffassungen umgedeutet wurden. Was STAUB (1934) in seiner Arbeit über die Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie vor allem aus alpintektonischen Überlegungen heraus postulierte, wurde durch die Molasseuntersuchungen in den letzten 30 Jahren in den großen Zügen recht gut bestätigt.

Mocausakonglomerate in der Beichlen-Nagelfluh (HOLLIGER 1954) beweisen, daß im Chattien die Simmen-Decke bereits abgetragen wurde. Zur Zeit der Granitischen Molasse setzte eine kristallinreichere Schotterzufuhr ein, deren Hauptlieferant der kristalline Kern der Klippen-Decke gewesen sein dürfte. Die von der Granitischen Molasse bis in die Napf-Schichten anhaltende Epidotvormacht bei den Schwermineralen (siehe S. 82) weist darauf hin, daß außer den unterostalpinen Ophiolithen bereits solche des penninischen Ablagerungsraumes zum Abtrag kamen. Sie erreichten den Ablagerungsraum jedoch nur selten als Gerölle, sondern zeigen sich nur noch im Epidotreichtum der Schwermineralgesellschaft.

Während das miozäne Meer in den sich senkenden Molassetrog eindrang, und

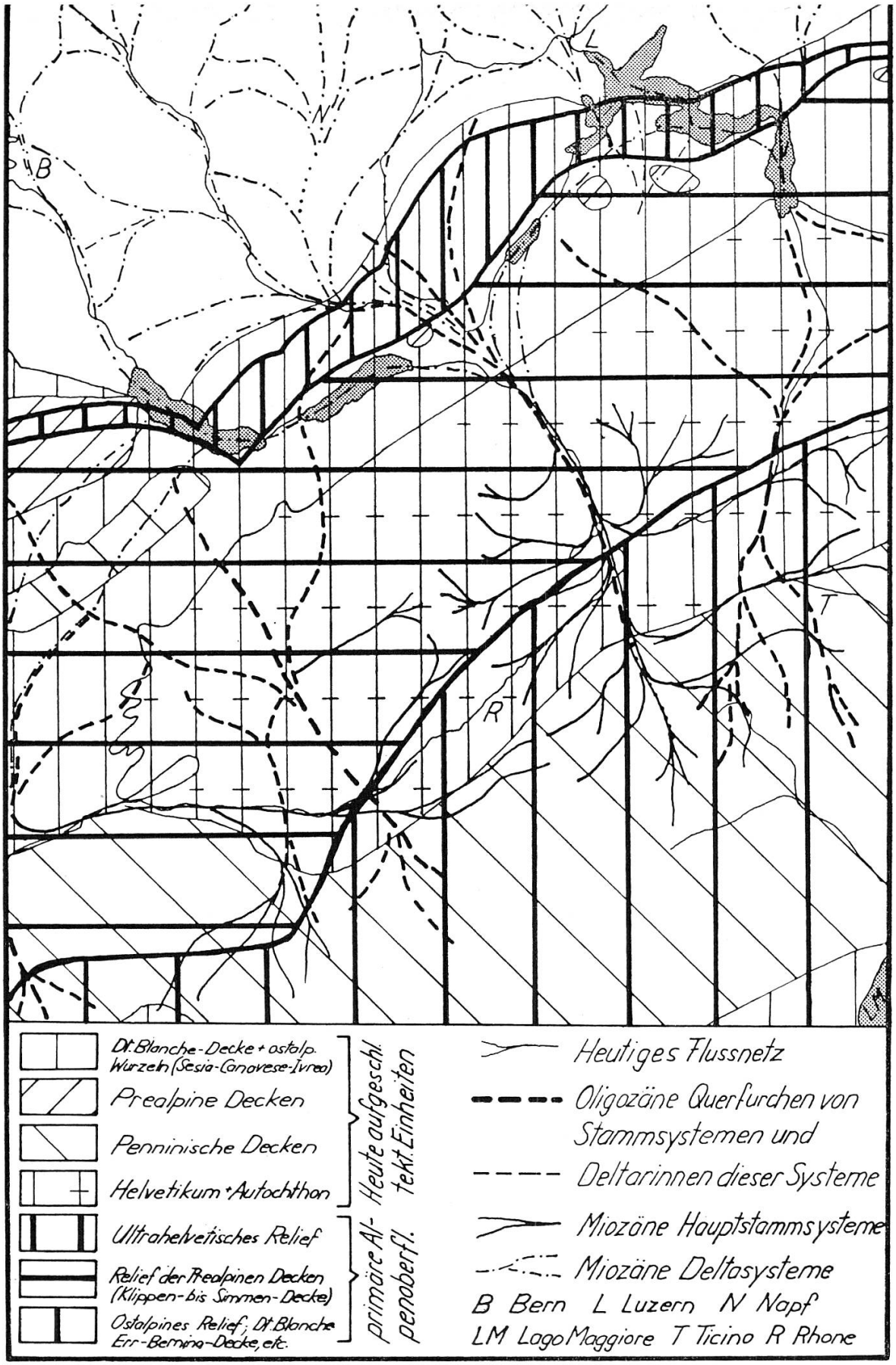


Fig. 20 Karte des primären Alpenreliefs, der oligozänen und miozänen Flußsysteme über den heute aufgeschlossenen tektonischen Einheiten und dem jetzigen Flußnetz. Zusammengestellt nach STAUB (1934), modifiziert nach unseren heutigen tektonischen Auffassungen.

nur äußerst selten Schottervorstöße bis in unser Gebiet vordrangen, gelangten in den sich hebenden Alpen vermehrt Flyschgesteine zum Abtrag und die kristallinen Komponenten traten in den Ablagerungen zurück. Mit Beginn der Schüpferegg-Nagelfluh setzte ein stark gesteigerter Abtrag ein, der sich in Form von Geröllen nördlich bis in den Jura hinaus und östlich bis zum Zugersee bemerkbar macht. Hauptlieferant dieses Geröllvorstoßes waren wahrscheinlich die Klippen-Decke und der Schlierenflysch. Die starke Geröllzufuhr dauerte auch während der Ablagerung der Napf-Schichten an, erreichte dann unser Gebiet aber nicht mehr immer.

Betrachten wir noch einmal Fig. 20. Um zu dem heutigen tektonischen Bild zu gelangen, mußten gewaltige Gesteinsmassen abgetragen werden, die nun großenteils als Molassebildungen den Alpen vorgelagert sind. Nachdem ein Teil davon nach der Hebung der Alpen und der Molasse im Pliozän wieder abgetragen worden war, überprägten die Gletschter des Pleistozäns diese Landschaft, erodierten und akkumulierten erneut Material der Alpen.

Es ist ein faszinierendes Unternehmen, die Alpen in Gedanken wieder «aufzubauen». Unsere Kenntnisse, die uns das ermöglichen, wachsen ständig, doch fühlen wir hier mit KOENIGSBERGER: «Der Geologe ist nur ein Detektiv, der einen Vorgang rekonstruiert, bei dem er nicht zugegen war; die Zeugen schweigen ewig, und die Gerichtsverhandlung findet nie statt.»

Sandstein ist die Hauptgesteinsart der Granitischen Molasse und des Luzerner Sandsteins. Er ist selten in der Schüpferegg-Nagelfluh und ist mit $^1/_3 - ^2/_3$ am Aufbau der Napf-Schichten unseres Gebietes beteiligt.

Die Untersuchungen an Sandsteinen erstreckten sich auch auf die Nagelfluhbindemittel und die Sandfraktion quartärer Ablagerungen. Die Ergebnisse letzerer sind im anschließenden Abschnitt «Quartäre Ablagerungen» zusammengefaßt. Die Untersuchungen umfaßten Karbonatbestimmungen, Schwer- und Leichtmineralanalysen und Korngrößenanalysen. Weiter wurden die Quarzkörner morphoskopisch untersucht und an einigen Proben die Eckigkeit bestimmt. Die Fraktion $< 2\,\mu$

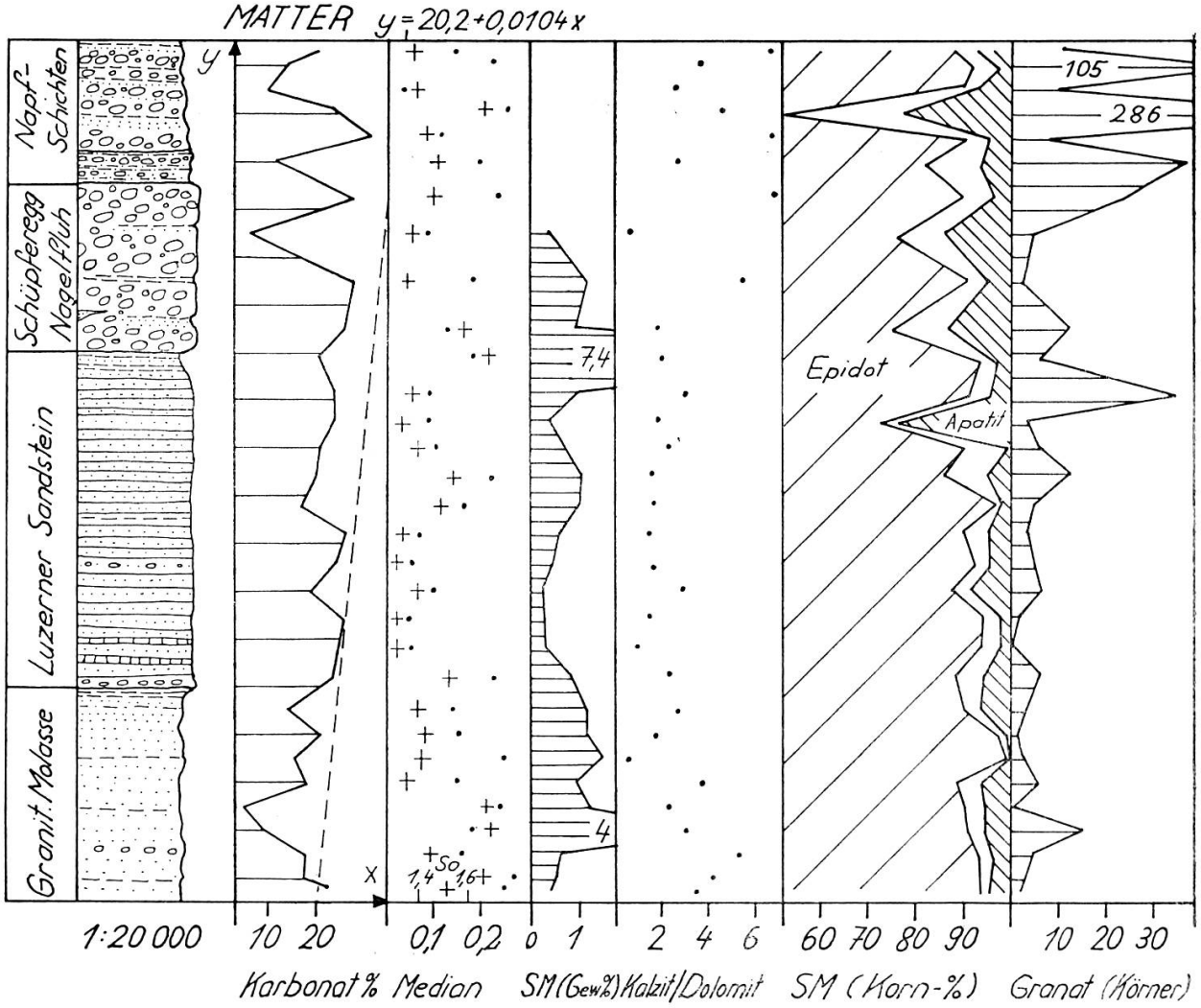


Fig. 21 Karbonatgehalt, Median in mm, Sortierungskoeffizient So (+), Schwermineralgehalt und Kalzit/Dolomit-Verhältnis der Sandsteine von der obersten Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten im Rümligprofil.

einiger Sandsteine wurde abgetrennt und ihr Tonmineralgehalt bestimmt.

Die Methodik der Untersuchungen wird im folgenden, um die Vergleichbarkeit der Resultate mit denen anderer Untersuchungen zu ermöglichen, kurz behandelt. Ausführlicher hat MATTER (1964) die am Geologischen Institut in Bern gebräuchlichen Untersuchungsmethoden erläutert, und auch die diesbezüglichen Literaturhinweise finden sich dort.

2.1. Karbonatbestimmungen

Die Kalzit- und Dolomitgehalte der zermörserten, getrockneten Proben wurden komplexometrisch bestimmt (SCHWARZENBACH 1960, MATTER 1964).

2.1.1. Ergebnisse der Karbonatbestimmungen

Fig. 21 zeigt in der ersten Kolonne neben dem Rümligprofil den Karbonatgehalt der Proben. Zum Vergleich mit den Ergebnissen von MATTER (1964) ist dessen für ein durchgehendes Profil seines Gebietes berechnete, durch eine Gerade ($Y = 20{,}2 + 0{,}0104\ x$) ausgedrückte Tendenz der Karbonatgehalte von der Granitischen Molasse bis in die Napf-Schichten gestrichelt eingezeichnet. Daraus wird ersichtlich, daß dieselbe Tendenz auch in unserem Gebiet besteht, allerdings nach kleineren Karbonatgehalten verschoben und nur bis in die Schüpferegg-Nagelfluh hinauf. Auf demselben Profilabschnitt nehmen der Median und das Kalzit/Dolomit-Verhältnis ab. Das und die Ergebnisse der Schwermineralanalyse sind in den weiteren Kolonnen von Fig. 21 dargestellt.

In der Schüpferegg-Nagelfluh und in den Napf-Schichten variieren die Karbonatgehalte stark, ebenso das Kalzit/Dolomit-Verhältnis, das hier, im Gegensatz zu den älteren Schichten, auch über 6 ansteigt.

Das Detailprofil durch den oberen Teil der Basismergelzone der Napf-Schichten (Fig. 22) zeigt keine Abhängigkeit des Karbonatgehaltes und des Kalzit/Dolomit-Verhältnisses vom Median, jedoch eine schwache Abhängigkeit des Kalzit/Dolomit-Verhältnisses vom Karbonatgehalt und der Sortierung.

In den beiden weiteren Profilen aus den Napf-Schichten finden wir nur in Fig. 23 eine Abhängigkeit des Karbonatgehaltes vom Median, wobei zunehmender Median eine Abnahme des Karbonatgehaltes zur Folge hat.

Gesamthaft weisen die Proben aus den Napf-Schichten durchschnittlich einen höheren Karbonatgehalt auf als diejenigen der älteren Formationen (Fig. 21); indessen läßt sich dies im Rümligprofil nicht als Tendenz erfassen.

Im Profil der Fig. 24 ist der Karbonatgehalt von rostroten, tonigen Sandsteinen (B 76, B 79, B 81, B 83) praktisch gleich Null. Das komplexometrisch bestimmte Ca und Mg dürfte bei der Behandlung mit warmer Salzsäure aus den Tonmineralien gelöst worden sein. Röntgenographisch konnten weder Kalzit noch Dolomit nachgewiesen werden.

Diese ausgelaugten, roterdigen Verwitterungshorizonte deuten auf langfristige, terrestrische Exposition hin, die nach HOFMANN (1961) auch der Ablagerung und Erhaltung eines vulkanischen Aschenstaubes günstige Voraussetzungen bot. Leider konnten wir darin keine spezifisch vulkanischen Mineralien finden.

Die Nagelfluhbindemittel sind durchschnittlich 5 % karbonatreicher als Sand-

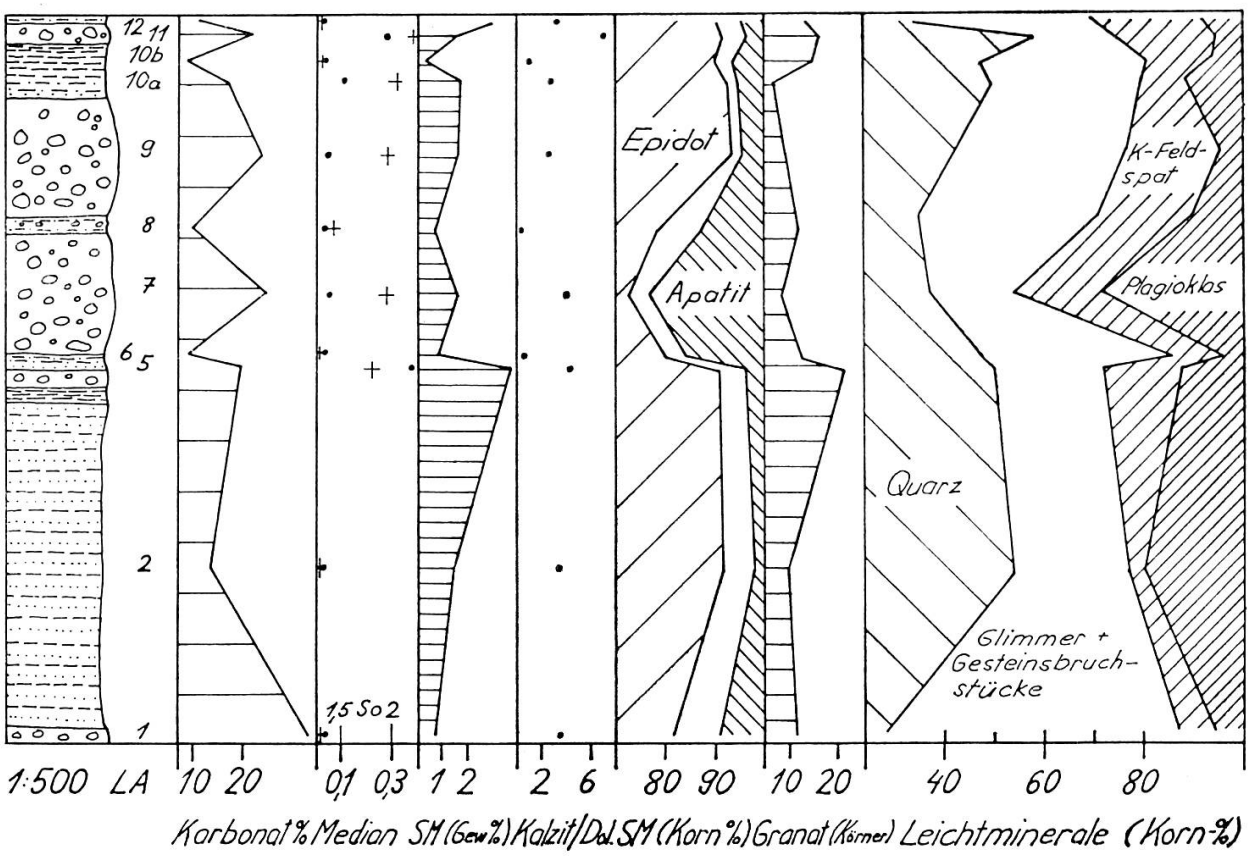


Fig. 22 Karbonatgehalt, Median in mm, Sortierungskoeffizient So (+), Schwermineralgehalt, Kalzit/Dolomit-Verhältnis und Leichtmineralverteilung eines Profils durch den oberen Teil der Basismergelzone der Napf-Schichten, von Koord. 652 050/206 600/770, dem Weg entlang bis Koord. 652 150/206 760/760.

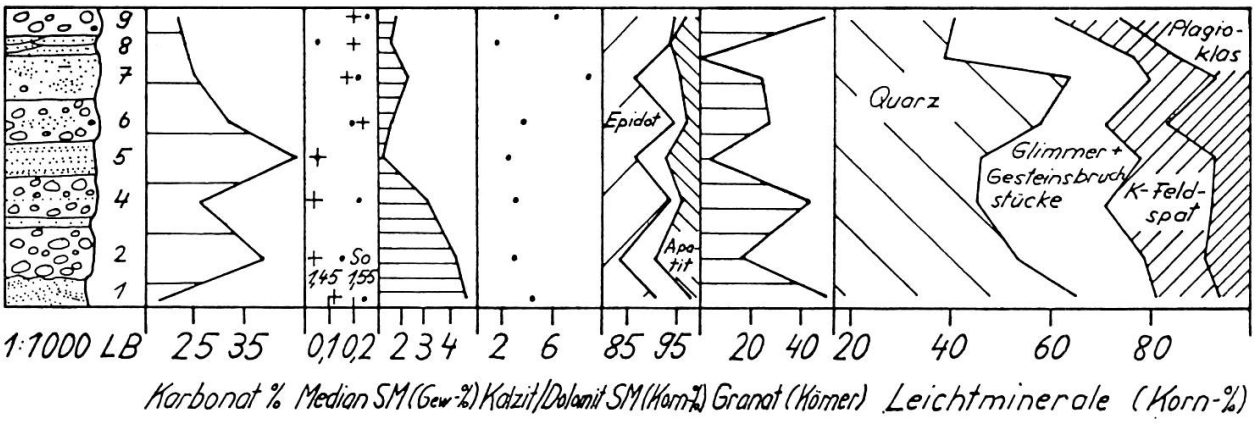


Fig. 23 Karbonatgehalt, Median in mm, Sortierungskoeffizient So (+), Schwermineralgehalt, Kalzit/Dolomit-Verhältnis und Leichtmineralverteilung eines Profils in den Napf-Schichten von Koord. 652 100/207 150/740 dem Weg entlang bis zu Koord. 652 210/207 300/750.

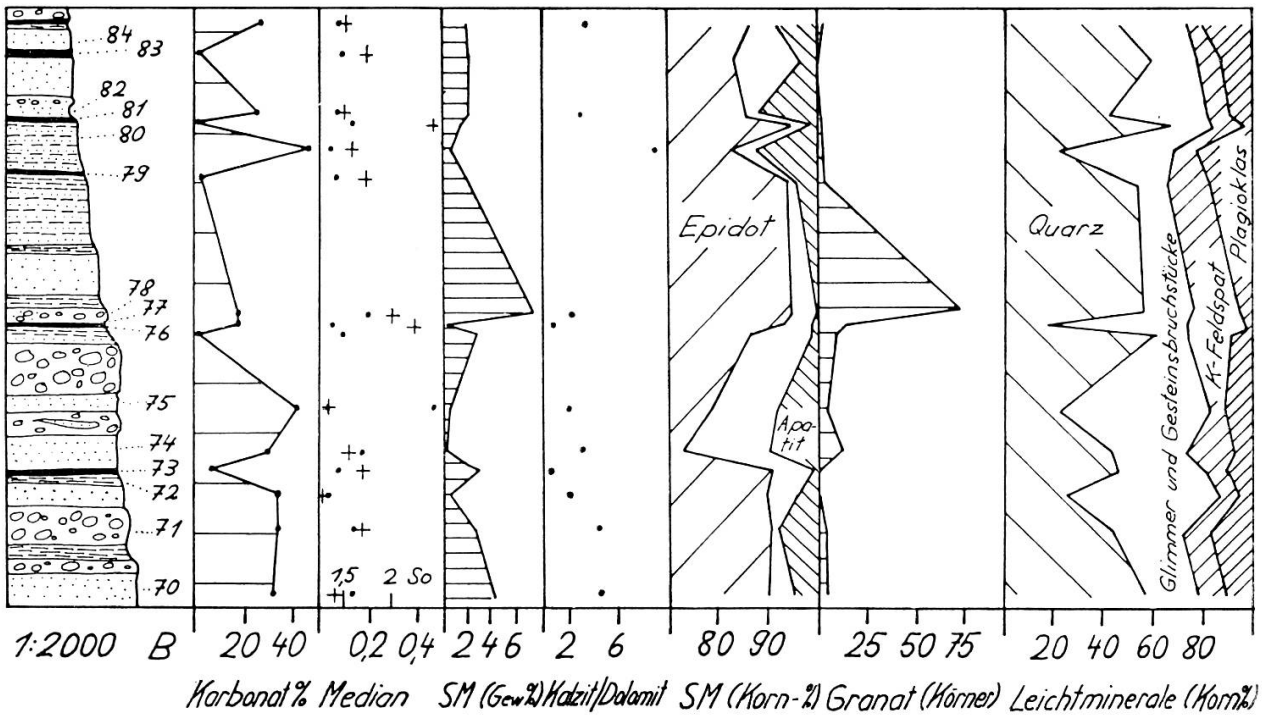


Fig. 24 Karbonatgehalt, Median in mm, Sortierungskoeffizient So (+), Schwermineralgehalt, Kalzit/Dolomit-Verhältnis und Leichtmineralverteilung eines Profils im Schofgraben in den Napf-Schichten.

steine desselben Profils mit gleichem Median. Das für die Basismergelzone der Napf-Schichten typische, siltige Nagelfluhbindemittel ist sogar um 15 % karbonatreicher als die die Nagelfluhbänke begleitenden Silte.

2.2. Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen

MATTER (1964) hat für das zentrale Gebiet des Napfschuttfächers festgestellt, daß die Schwermineralzählungen in unseren Formationen sehr wenige Ergebnisse liefern und daß die Deutung der Resultate der Leichtmineralanalyse erst durch die Geröllanalyse der die Sandsteine begleitenden Nagelfluh ermöglicht wird.

Trotz seinen eher entmutigenden Resultaten haben wir in unserem, randlicher im Napfschuttfächer gelegenen Gebiet ebenfalls Schwer- und Leichtminerale eines von der Granitischen Molasse bis in die Napf-Schichten reichenden Profiles entlang dem Rümlig sowie einiger weiterer Profile in den Napf-Schichten untersucht.

2.2.1. Methodik

Die Befreiung der Proben von Karbonaten erfolgte, um den Apatit zu schonen, mit ca. 10 %iger Essigsäure bei 70 ° C. Von 5 g der Fraktion 0,06–0,4 mm wurden die Schwerminerale in Scheidetrichtern mit Bromoform abgetrennt, gewogen und in Aroclor Nr. 4465 (n = 1,66) eingebettet. Die Fraktion 0,1–0,15 mm der übrigbleibenden Leichtminerale wurde auf einer dünnen Kanadabalsamschicht auf einen Objektträger geklebt, im Flußsäuredampf angeäzt, durch kurzes Eintauchen in ge-

sättigte Natriumhexanitrokobaltat-Lösung $Na_3(Co[NO_2]_6)$ die Kalifeldspäte gelb gefärbt, dann mit Wasser gut gespült, in Bariumchlorid-Lösung (ca. 5 %) geschwenkt, wiederum gut abgespült und in Kaliumrhodizonat-Lösung getaucht, bis die Plagioklase nach 10–60 Sekunden rot gefärbt sind (REEDER & MCALLISTER 1957, sowie BAILEY & STEVENS 1960). Nach sorgfältigem Spülen mit Wasser und Trocknen bei Zimmertemperatur wurde mit Kanadabalsam ein Deckglas aufgeklebt. In den Streupräparaten wurden dann mindestens je 100 Körner bestimmt. Bei den Schwermineralen zählten wir nur die transparenten Körner, wobei der Granat gesondert gezählt und auf 100 durchsichtige Körner gerechnet wurde. Bei der Bestimmung der Leichtminerale benützten wir sowohl Durch- als auch Auflicht, da die gefärbten Minerale im Auflicht besser zu erkennen sind.

2.2.2. *Ergebnisse der Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen*

Da sowohl die Schwer- als auch die Leichtmineralanalyse korngrößenabhängig ist (nach MATTER 1964 finden wir im Napfgebiet: ein Granatmaximum in der Fraktion 0,1–0,2 mm, schwache Epidot- und Quarzzunahme, gekoppelt mit Abnahme des Feldspatgehaltes, mit steigender Korngröße und ein Maximum des Schwermineralgehaltes in der Fraktion 0,06–0,1 mm), fügen wir deren graphischer Darstellung neben dem Karbonatgehalt und dem Kalzit/Dolomit-Verhältnis die mittlere Korngröße (Median) der auch korngrößenanalytisch untersuchten Proben bei.

Folgende durchsichtige Schwerminerale wurden gefunden: Amphibole, Anatas, Apatit, Chloritoid, Disthen, Epidotgruppe, Granat, Rutil, Staurolith, Titanit, Turmalin und Zirkon.

An Leichtmineralien unterschieden wir Quarz, Chalcedon (selten), Kalifeldspäte, Plagioklase, Glimmer, Glaukonit und Gesteinsbruchstücke.

Auf eine Beschreibung der genannten Mineralarten können wir verzichten, da sie bereits durch VON MOOS (1935), FÜCHTBAUER (1964) und MATTER (1964) vorgenommen wurde.

In den Figuren 21, 22, 23 und 24 sind die Epidot- und Apatitgehalte sowie der Granatanteil gesondert aufgetragen. Von den übrigen Schwermineralen, die zusammen nur selten über 10 % ausmachen, tritt nur der Zirkon und seltener der Turmalin in Gehalten über 5 % auf. Die Schwermineralzählungen ergaben nicht die von MATTER (1964) festgestellte Tendenz des gegenüber den jüngeren Schichten etwas erhöhten Apatit- und niedrigeren Epidotgehalts in der Granitischen Molasse, sondern eher das Gegenteil. Geologisch kann weder der vom Älteren zum Jüngeren abnehmende Apatitgehalt, noch unsere entgegengesetzte Tendenz erklärt werden. Granatmaxima treten oft zusammen mit relativ niedrigen Epidotgehalten in gröberen Sandsteinen auf.

Die Leichtmineralgehalte sind in den Fig. 22, 23 und 24 aufgetragen, in Fig. 25 zudem die von MATTER (1964) errechnete Tendenz ($Y = 43{,}2 + 0{,}0146\ x$) der Quarzzunahme von der Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten, die im Rümligprofil nicht so deutlich und nach kleineren Quarzgehalten verschoben, hervortritt.

Die morphoskopische *Quarzkornanalyse* (CAILLEUX & TRICART 1959) zeigte, daß die Quarzkörner aller Proben praktisch keine Bearbeitung erfahren hatten.

Die Ergebnisse einiger nach HOFMANN (1956) durchgeführten Bestimmungen der Rundung der Sandkörner haben gezeigt, daß wir darauf verzichten konnten, Eckig-

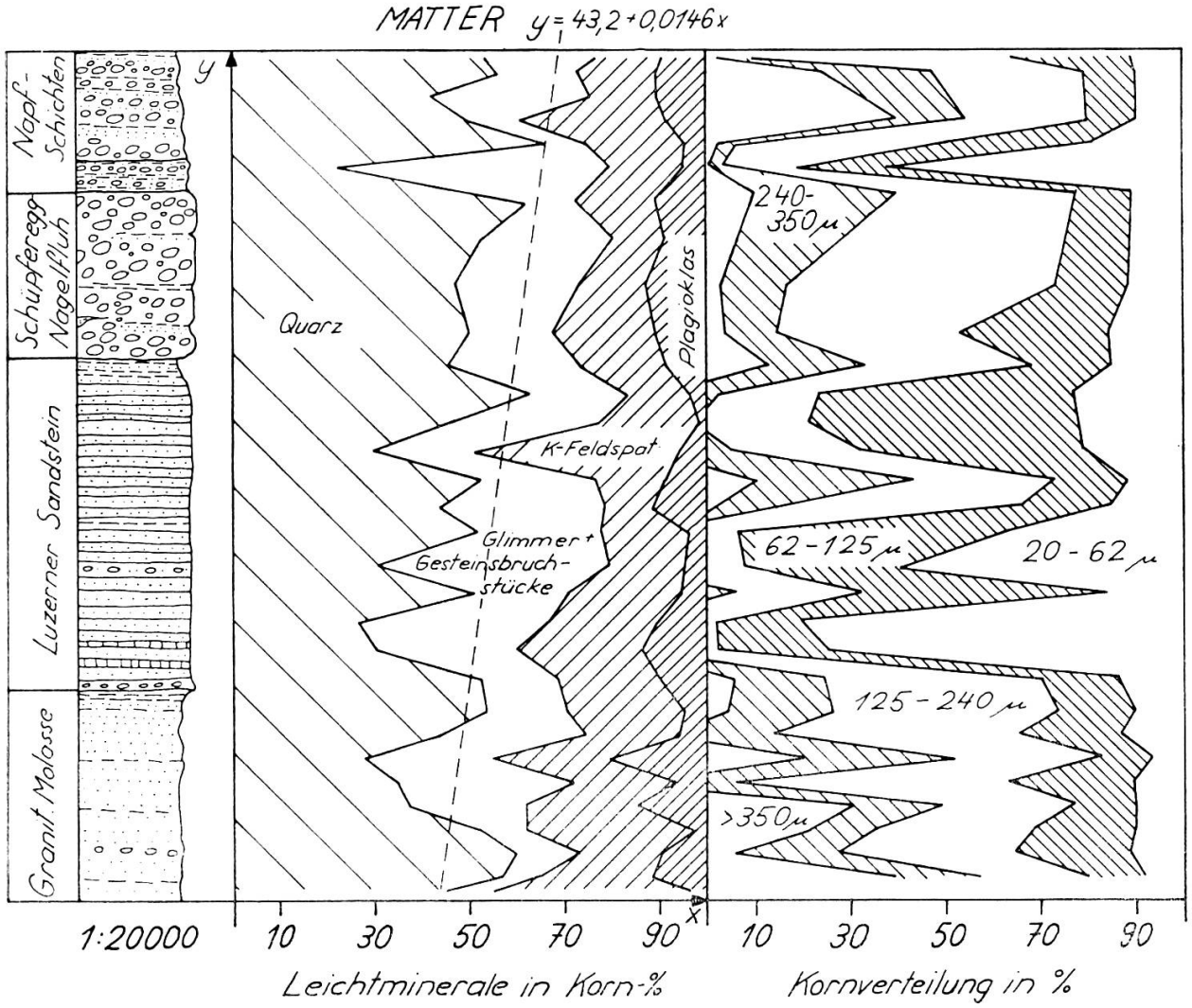


Fig. 25 Die Entwicklung der Leichtminerale (Fraktion 0,10—0,15 mm) und der Kornverteilung der Sandsteine von der obersten Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten im Rümligprofil. Gestrichelt ist die von MATTER (1964) errechnete Tendenz der Quarzzunahme von der Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten eingezeichnet.

keitsbestimmungen an sämtlichen Proben vorzunehmen. Nach den Erfahrungen von MATTER (1964) im Nachbargebiet können auch in unserem Gebiet aus den Rundungsunterschieden der Körner noch keine Rückschlüsse auf das Ablagerungsmilieu gezogen werden.

Die Schwer- und die Leichtmineralanalyse hat gegenüber den bisherigen Untersuchungen im benachbarten Gebiet von MATTER (1964) keine prinzipiell neuen Resultate geliefert. Verschiedene seiner Beobachtungen konnten bestätigt werden. So ist die Schwer- und Leichtmineralassoziation qualitativ dieselbe und weicht quantitativ nur wenig ab, so daß die Napf-Schüttung auch in unserem Gebiet als Epidot-Granat-Schüttung bezeichnet werden kann. Gleichfalls bestätigen konnten wir die schwache Zunahme des Quarzgehaltes von der Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten, dagegen ergaben unsere Schwermineralzählungen keine Abnahme des Apatits von den älteren zu den jüngeren Schichten.

2.3. Korngrößenanalysen

In den letzten Jahren wurden, mit dem Ziel, einen Schlüssel zu den fossilen Sedimenten zu finden, vielerorts an rezenten Sedimenten Korngrößenanalysen durchgeführt. Diese haben gezeigt (MOSS 1962, WALGER 1962, SEIBOLD 1963), daß, auch wenn wir nur eine einzelne Kornlage untersuchen, diese aus mehreren Körnerpopulationen bestehen kann. Nach WALGER (1962) ist die Sortierung einer Einzellage eine Funktion des Medianwertes, die Sortierung von Durchschnittsproben dagegen hängt davon ab, wie verschieden die Mediane der Einzellagen sind und wie dick diese im Verhältnis zur Probendicke. Dies aber sind strukturbestimmende Größen, in denen sich der zeitliche Wechsel der hydrodynamischen Bedingungen am Ablagerungsort widerspiegelt, welche eine wesentliche Eigenschaft des jeweiligen, von uns gesuchten Ablagerungsraumes sind. Die Korngrößenverteilung von Durchschnittsproben kann demnach Angaben über das Ablagerungsmilieu machen, z. B. durch die Funktion zwischen Medianwert und Sortierung, wobei der darin enthaltene Einfluß der Funktion zwischen Median und Sortierung der Einzellagen ausgeschaltet werden muß. Noch ist aber diese Funktion ungenügend bekannt, da zu wenige Beobachtungen an Einzellagen vorliegen.

WALGER (1962) und SEIBOLD (1963) schlagen vor, den Medianwert auszuklammern, durch die Bildung eines relativen Sortierungskoeffizienten (aus der Beziehung des Sortierungskoeffizienten einer Einzellage und dem der Durchschnittsprobe), der für direkt durch strömendes Wasser abgelagerte Sedimente stets > 1 ist und durch Umlagerung (Wellen, Strömungen) < 1 werden kann.

Bei den von uns untersuchten Proben handelt es sich um Durchschnittsproben. Die Entnahme von Einzellagen aus dem zum Teil stark verfestigten Sandstein war leider nicht möglich. Da uns deshalb also die Daten von Einzellagen fehlten, konnten wir von WALGER's und SEIBOLD's Vorschlägen keinen Gebrauch machen.

2.3.1. Methodik

Von der mit warmer Salzsäure entkalkten Probe werden 50 g im Durchflußautomat von der Fraktion $< 0{,}02$ mm befreit, gewogen, und dann 15 Minuten mit einer Rotap-Siebmaschine gesiebt und die einzelnen Fraktionen gewogen.

2.3.2. Ergebnisse der Korngrößenanalysen

Wir bestimmten an allen Proben, wo dies möglich war, aus den Summenkurven den Median Md und die Sortierung So nach TRASK für den Kornbereich von 0,02 bis 2,0 mm. In den Figuren 21, 22, 23 und 24 sind diese Parameter eingezeichnet, in Tabelle 6 notierten wir zudem die Werte für den Schlämmstoffanteil ($< 0{,}02$ mm) und den Sandanteil (0,02 – 2,0 mm), bezogen auf die nicht entkalkte Probe.

2.3.2.1. Nomenklatur

In Fig. 26 sind die untersuchten Proben im Grunddiagramm Sand-Ton-Karbonat eingetragen, dessen Tonecke, da dort keine Proben hinfielen, mit der in FÜCHTBAUER (1959) für dieses Dreieck vorgeschlagenen Nomenklatur ausgefüllt ist, die wir hier verwenden.

Die Gesteine der Granitischen Molasse setzen sich demnach vorwiegend aus kal-

kigen und tonigen Sandsteinen zusammen. Noch weniger als die Gesteine der Granitischen Molasse streuen diejenigen des Luzerner Sandsteins. Wir finden hier kalkige und tonig-kalkige Sandsteine, tonige Kalksandsteine und Kalksandsteine. In die beiden letztgenannten Felder fallen auch die Proben aus der Schüpferegg-Nagelfluh, während die Proben aus den Napf-Schichten stärker streuen und außer in die schon genannten Felder noch in diejenigen von Tonsandstein, sandigen Kalk- und Tonmergeln fallen. Die zum Teil bituminösen Süßwasserkalke des Luzerner

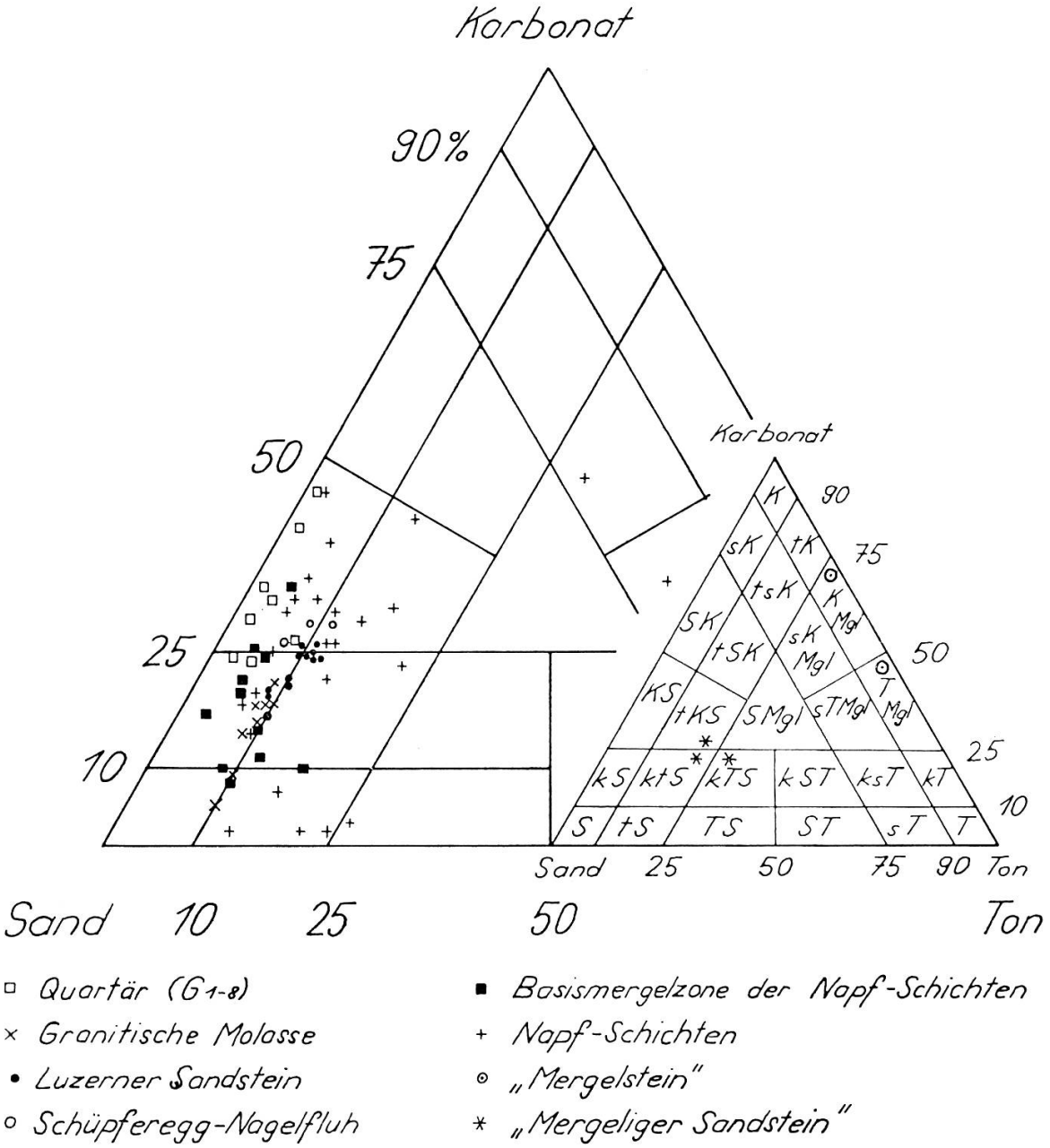


Fig. 26 Die untersuchten Proben im Grunddiagramm Sand-Ton-Karbonat (nach FÜCHTBAUER & MÜLLER in FÜCHTBAUER 1959). S = Sandstein, Sand oder stark sandig. s = sandig, K (D) = Kalkstein (Dolomit), Kalk- (Dolomit-) oder stark kalkig (dolomitisch), k = kalkig (dolomitisch), T = Tonstein, Ton- oder stark tonig, t = tonig, Mgl = Mergelstein.

Sandsteins und der Napf-Schichten fallen alle ins Kalkfeld, sind also relativ reine Kalke. Bemerkenswert scheint uns die Tatsache, daß bei diesem Nomenklaturschema keine von unseren Proben als reiner Sandstein bezeichnet werden darf, da stets der Ton- oder der Kalkanteil oder, seltener, beide, über 10 % betragen. Wir können deshalb den Begriff Sandstein hier s. l. verwenden und verstehen darunter sämtliche stark sandigen Gesteine.

2.3.2.2 Die Entwicklung der Kornverteilung

Fig. 25 zeigt die Entwicklung der Leichtmineralverteilung und die uns hier interessierende Entwicklung der Kornverteilung von der oberen Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten. Die tonigen und kalkigen Sandsteine der Granitischen Molasse sind die grobkörnigsten der ganzen Abfolge. Ihr Schlämmstoff- und Siltanteil sind kleiner als in den ebenfalls grobkörnigen Gesteinen der Schüpferegg-Nagelfluh und der Napf-Schichten. Der Anteil der gröberen Fraktionen nimmt gegen den hangenden Luzerner Sandstein sukzessive ab und erreicht da ein Minimum, um mit dem Einsetzen der Schüpferegg-Nagelfluh erneut stark anzusteigen. In der Basismergelzone der Napf-Schichten treten vorübergehend wieder feinere Sedimente auf, die in den eigentlichen Napf-Schichten wiederum von gröberen Gesteinen abgelöst werden.

Dieselbe Entwicklung der Kornverteilung hat MATTER (1964) im zentralen Gebiet des Napfschuttfächers gefunden und aus der Kornverfeinerung der Sandsteine der oberen Granitischen Molasse auf eine bis in den oberen Luzerner Sandstein andauernde transgressive Tendenz (Transgression des ?burdigalen Meeres) geschlossen. Das Zurückdrängen des Meeres durch die großen Schottermassen der Schüpferegg-Nagelfluh im Hangenden macht sich in der Kornverteilung der Sandsteine dieser Formation bemerkbar. Diese regressive Tendenz wird in unserem Gebiet nur durch die Verfeinerung der Gesteine in der Basismergelzone der Napf-Schichten kurz unterbrochen und setzt sich dann in diesen fort.

Die auffallende Vergröberung der Gesteine im unteren und mittleren Teil des Luzerner Sandsteins bei MATTER (1964, Fig. 14) finden wir auch in unserem Profil, allerdings weniger stark ausgeprägt als dort, was zum Teil auf die durch verschiedene Siebe bedingte andere Korngrößenabgrenzung zurückzuführen ist.

Ein Vergleich der Mediane im Luzerner Sandstein bei MATTER und in unserem Gebiet zeigt, daß diese nur unbedeutend voneinander abweichen (im Mittel 0,111 mm bei MATTER gegen 0,1108 mm in unserem Profil). Von einer Kornverfeinerung in der einen oder anderen Richtung kann also nicht die Rede sein, und wir können anhand der Korngrößenuntersuchungen allein auf keinen Transport oder gar Transportrichtung schließen.

2.3.2.3. Die Sortierung der Sandsteine

Wie wir am Anfang dieses Kapitels über die Korngrößenanalyse bemerkt haben, ist der Aussagewert der Sortierung von Durchschnittsproben nicht besonders groß, was die Deutung des Ablagerungsraumes betrifft. In den Fig. 21, 22, 23 und 24 ist der Sortierungskoeffizient So jeweils in derselben Kolonne wie der Median aufgetragen, was ein Abschätzen der gegenseitigen Abhängigkeit der beiden Werte erleichtert.

Die beste Sortierung weisen in unserem Gebiet die Sandsteine des Luzerner Sandsteins auf, was hauptsächlich eine Folge des hier ebenfalls kleinen Medians ist. Diese Abhängigkeit wurde schon verschiedentlich festgestellt und ein Sortierungsoptimum bei Medianen von 0,125 – 0,25 mm (TRASK 1932, cit. in Moss 1963), 0,17 mm (GRIFFITHS 1951) und von 0,10 bis 0,20 mm (WALGER 1962) gefunden.

In der Basismergelzone der Napf-Schichten (Fig. 22) sind es erwartungsgemäß die Nagelfluhbindemittel, die nur mittelmäßige bis schlechte Sortierung aufweisen. Dabei sind auch die Karbonatgehalte, das Kalzit/Dolomit-Verhältnis und meist der Schwermineralgehalt höher als die der die Nagelfluh begleitenden Sandsteine.

Ebenfalls schlecht sortiert sind die rostroten Verwitterungshorizonte in den Napf-Schichten (Fig. 24).

2.4. Die Tonminerale

Anlaß zur Untersuchung der Tonminerale in den Tonfraktionen der Sandsteine gab der Fund von Palygorskit, einem lederartigen Mineral, auf einer Kluft in den Napf-Schichten bei Wolhusen. Die mineralogische Seite dieses Fundes, publiziert in PETERS und v. SALIS (1965) wurde von meinem Studienfreund Dr. Tj. PETERS untersucht. An dieser Stelle möchte ich Herrn Dr. Tj. PETERS herzlich dafür danken, daß er mich dabei auch in die tonmineralogischen Untersuchungsmethoden eingeführt hat.

Um abzuklären, ob auch die Nebengesteine der Kluft Palygorskit führen, wurde von fünf Proben die Tonfraktion ($< 2\ \mu$) im Atterbergzylinder abgetrennt und röntgenographisch untersucht. Dabei fanden wir weder in den die Kluft unmittelbar umgebenden noch in den ober- und unterhalb liegenden Gesteinen Palygorskit. Später haben wir dann noch Proben aus der Granitischen Molasse, dem Luzerner Sandstein und der Schüpferegg-Nagelfluh sowie weitere Proben aus den Napf-Schichten auf ihren Tonmineralgehalt hin untersucht. Auf die Differential-Thermoanalyse und die Thermogravimetrie mußte dabei verzichtet werden, da von den meisten Proben zu wenig Material vorhanden war.

2.4.1. Mineralbestand der Fraktion $< 2\ \mu$

Röntgenographisch konnten folgende Minerale festgestellt werden:

Illit: Die Röntgenreflexe des gefundenen Illits sind in Tab. 4 zusammengestellt.

TABELLE 4: *Röntgenreflexe des Illits*

I	d in Å		I	d in Å	
vs	9,92		w	2,85	
s	4,95		m	2,59	
vs	4,47		m	2,56	
vw	4,10		mw	2,38	(+ Chlorit)
w	3,86			2,19	
w	3,72		w	2,15	
w	3,48		w	2,01	(+ Chlorit)
vs	3,34	(+ Quarz)	vw	1,76	
	3,21	(+ Albit)	w	1,64	(+ Mont.)
mw	2,98		s	1,502	

vs = sehr stark
s = stark
m = mittel
mw = mittelschwach
w = schwach
vw = sehr schwach

Der (060)-Reflex auf d = 1,502 Å zeigt uns, daß es sich hier um einen dioktaedrischen Illit handelt. Aus der Tabelle geht weiter hervor, daß er ein 2 M-Typ ist. Der Illit ist mit Gehalten von 25 – 70 % in fast allen Proben das wichtigste Mineral der Tonfraktion.

Montmorillonit:

Die charakteristischen Basisreflexe des Montmorillonits liegen wie folgt:

bei lufttrockenen	glyceringesättigten	bei 550 ° C gebrannten Präparaten
15,0—15,4 Å	17,6 Å	9,92 Å
4,98	9,02	4,98
3,04	5,84	3,2
	3,53	
	2,95	

Auch der Montmorillonit ist dioktaedrisch, mit dem (060)-Reflex auf 1,502 Å. Die Montmorillonitgehalte schwanken zwischen 5 und 55 %.

Chlorit:

Der Chlorit ist an seinen Reflexen auf d = 14,3 Å, 7,09 Å, 4,73 Å, 3,54 Å, 2,38 Å (+ Illit), 2,00 Å (+ Illit) und 1,54 Å (+ Quarz) zu erkennen. Der Chloritgehalt beträgt 10 – 30 %.

Quarz und Feldspäte:

In allen Proben wurde Kalifeldspat (d = 3,245 Å), Albit (d = 3,185 Å und d = 4,04 Å) und Quarz in geringen Mengen gefunden.

Karbonate:

Bevor die Proben mit kalter Salzsäure (2n) entkalkt und mit $CaCl_2$ mit Ca^{++} abgesättigt wurden, bestimmten wir deren Karbonatgehalt komplexometrisch. Röntgenographisch konnten wir nachweisen, daß die gefundenen Werte für Dolomit und Kalzit zu hoch waren und daß vor allem Mg aus den Tonmineralen gelöst wird.

Mineralgehalte der dekarbonatisierten Proben:

Die in Tab. 5 zusammengestellten Werte zeigen die großen Unterschiede in der tonmineralogischen Zusammensetzung der einzelnen Proben, wie sie auch PETERS (1961) für aquitane Tone von Pieterlen fand. Vergleichen wir unsere Resultate mit denjenigen in MATTER (1964) aus dem Luzerner Sandstein und den Napf-Schichten, fällt auf, daß bei uns der Quarz- und Feldspatgehalt mit zusammen max. 11 % um 10 – 30 % kleiner ist; wir führen das auf unterschiedliche Aufbereitung der Proben und Abtrennung der Fraktion $< 2\ \mu$ zurück. Chlorit ist bei uns stets und in größeren Mengen als in den Proben der oben angeführten Arbeit vorhanden. Im Gegensatz zu VERNET (1958) und FÜCHTBAUER (1964), die in den aquitanen Proben auch Kaolinit fanden, fehlt dieser bei uns.

Aus den wenigen Werten können wir keine Gesetzmäßigkeiten feststellen, doch scheint uns, daß auch diese quantitativen Tonmineraluntersuchungen sich in unserem Gebiet nicht stratigraphisch auswerten lassen.

TABELLE 5: *Die Mineralgehalte der dekarbonatisierten Proben in %.*

Probe	Formation	Illit	Mont-morillonit	Chlorit	Quarz	K-Feldspat	Albit
Pal 4	Napf-Schichten	45–50	20	25	2,5	2	3
Pal 5	Napf-Schichten	25–30	40	25	2,5	2	3
Pal 6	Napf-Schichten	40–45	20	20–25	5	3	3
Pal 7	Napf-Schichten	45	30–35	10–15	3	4	2,5
Pal 9	Napf-Schichten	40–45	35	15	2,5	1,5	2
B 83	Napf-Schichten	55–60	10	25–30	3	< 1	1
B 81	Napf-Schichten	65–70	5–10	15–20	3	1	< 1
B 73	Napf-Schichten	50–55	30	15–20	1,5	< 1	1
B 72	Napf-Schichten	50–55	10	30	4	1	1
S 52	Napf-Schichten	25	50–55	20	2	< 1	< 1
LC 14	Napf-Schichten	55–60	15–20	20	1,5	< 1	< 1
S 59	Schüpferegg-Nagelfluh	55–60	10	25	2,5	1	2
B 50	Schüpferegg-Nagelfluh	55–60	25–30	15	1	< 1	< 1
B 34	Luzerner Sandstein	55–60	10	25–30	2	1,5	4
B 40	Granitische Molasse	25–30	45	15–20	2	2	6
B 63	Granitische Molasse	35–40	35–40	20–25	1	1	2

Im folgenden seien hier kurz die Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen an einem Profil aus den Entlebuchschottern festgehalten und diskutiert.

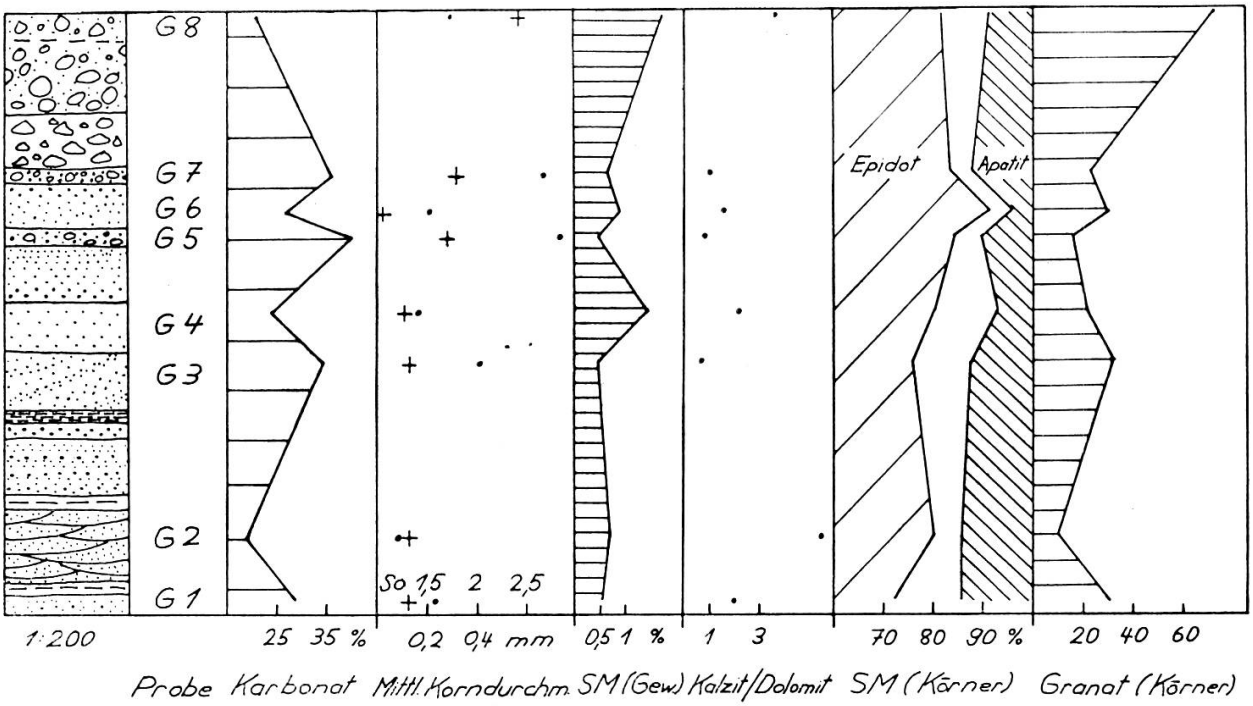


Fig. 27 Karbonatgehalt, Median, Sortierungskoeffizient So (+), Schwermineralgehalt und Kalzit/Dolomit-Verhältnis eines temporären Quartäraufschlusses in den Entlebuchschottern, Koord. 648 300/208 970/690.

Fig. 27 zeigt das Profil des künstlichen Aufschlusses in einer Straßenkurve zwischen Entlebuch und Wolhusen. Die Entlebuchschotter sind hier sandig ausgebildet.

Die *Karbonatgehalte* der Proben zeigen eine starke Abhängigkeit vom Median (Fig. 27), wobei der Karbonatgehalt mit zunehmendem Median größer wird. Das Kalzit/Dolomit-Verhältnis nimmt mit zunehmendem Karbonatgehalt ab.

In unserem Profil bleibt der Kalzitgehalt mit 16–22 % ziemlich konstant, während der Dolomitgehalt zwischen 4 und 24 % variiert. Der Dolomitgehalt der gröberen Proben ist größer als der in den feineren Sedimenten; somit ist es der Dolomitgehalt, der korngrößenabhängig ist.

PORTMANN (1956) und JENNY & DE QUERVAIN (1960, 1961) haben an Quartärproben festgestellt, daß der Karbonatgehalt der gröberen Fraktionen größer ist als derjenige in den feineren Fraktionen. Der Dolomitanteil nimmt dort aber in

den feineren Fraktionen zu. Die Untersuchungsmethodik von JENNY & DE QUERVAIN (diese bestimmten den Kalzit- und Dolomitanteil volumetrisch mit dem Apparat nach Passon und untersuchten die Fraktionen 0,1–0,2 mm und 0,5–1,0 mm) ist von der unsrigen offenbar zu verschieden, um ein Vergleichen der Resultate zu erlauben.

Es scheint, daß in unserem Fall der Dolomit in den gröberen Proben in Form von Körnern vorliegt, die bei der mehrfachen Umlagerung der feineren Proben zerstört und dann abtransportiert wurden. Den niedrigsten Dolomitgehalt finden wir in den kreuzgeschichteten Sanden (G 2 in Fig. 27). Der Kalzitgehalt wurde durch die Umlagerung nicht verändert. Das Ganze spricht für einen nur kurzen fluviatilen Sandtransport, der im allgemeinen die Dolomitkörner noch nicht zu zerstören vermochte. Für unser alpennahes Gebiet ist das nicht anders zu erwarten.

Die *Schwermineralassoziation* ist in unserem Quartärprofil dieselbe wie in den tertiären Gesteinen. Verglichen mit diesen ist der Epidotgehalt mit meist unter 80 % etwas kleiner; der Apatitgehalt entspricht ca. dem in den Napf-Schichten. Diese Befunde erklären sich aus dem Einzugsgebiet der ehemaligen Gletscher und Flüsse, das großenteils aus Molassegesteinen besteht.

Der Schwermineralgehalt ist mit 0,5 – 1,9 % (Gewichts-%) nicht sehr hoch und zudem stark korngrößenabhängig, wobei die feineren Proben mehr Schwerminerale führen als die gröberen.

Im Grunddiagramm Sand-Ton-Karbonat fallen die untersuchten Proben in die Felder von kalkigem Sand und Kalksand. Auffällig ist der kleine Tonanteil, der nirgends 10 % erreicht (Fig. 27). Außer in einer Probe einer nur leicht verschwemmten Moräne ist die *Sortierung* der Sande gut. Sie zeigt keine Abhängigkeit vom Median, der zwischen 0,09 und 0,42 mm variiert, während die Sortierung unverändert gut bleibt.

Die Sortierung in den gröberen, geröllführenden Sandlagen ist schlechter. Daraus können wir, wie schon aus dem höheren Karbonatgehalt in den gröberen Proben, auf einen nur kurzen Flußtransport schließen, währenddem die gröberen Schuttmassen nur unvollständig sortiert wurden, und die feineren Fraktionen, unabhängig von ihrem Median, mehrmals umgelagert werden konnten.

Vergleichen wir zum Schluß die Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen an den quartären Ablagerungen mit denen an tertiären Gesteinen, so finden wir folgendes: Nirgends in der Molasse unseres Gebietes ist der Dolomitgehalt von Sandsteinen so groß wie in den quartären Sanden. Wir können das auf das beschränkte, kein Kristallin umfassende Einzugsgebiet des Waldemmegletschers und seiner Schmelzbäche sowie den kurzen Transportweg zurückführen.

Der Schwermineralgehalt ist im Quartär durchschnittlich kleiner als in den tertiären Proben. Auch das kann durch die verschiedenen Muttergesteine der beiden Ablagerungen und durch den kürzeren Transport der quartären erklärt werden. Die Schwerminerale sind dieselben, auch deren prozentuale Anteile sind von den tertiären nur wenig verschieden.

TABELLE 6: *Zusammenstellung der Resultate aller an den Sandsteinen ausgeführten Untersuchungen.*

Abkürzungen: GM = Granitische Molasse, LS = Luzerner Sandstein, SN = Schüpferegg-Nagelfluh, NS = Napf-Schichten; A = Anatas, C = Chloritoid, D = Disthen, H = Hornblende, S = Staurolith; Q = Quartär.

Probe Nr.	Formation	Koordinaten	Karbonat			Schwerminerale ohne Granat									Leichtminerale					Median der Fraktion > 20 μ	Sortierung der Fraktion > 20 μ	Sandanteil (Fraktion > 20 μ)	Tonanteil (Fraktion < 20 μ)
			Kalzit	Dolomit	Kalzit/Dolomit	Epidot	Apatit	Zirkon	Turmalin	Titanit	Rutil	Sonstige	Granat	Schwermineralgehalt %	Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas	Glimmer	Gesteinsbruchstücke				
Rümlig-Profil: Granitische Molasse bis Napf-Schichten																							
B 65	GM	654 610/206 000/685	17,2	4,9	3,5	93	5	1	0	0	0	1H	2	0,4	45	42	3	1	9	0,26	1,50	68,3	9,6
64	GM	654 290/206 010/675	14,3	3,5	4,1										57	24	11	1	7	0,27	1,67	73,0	9,2
63	GM	653 950/205 900/670	15,4	2,9	5,3	94	4	1	1	0	0		5	0,6	60	18	9	1	12	0,155	1,45	71,6	10,1
62	GM	653 800/205 870/660	6,6	2,2	3,0	92	5	2	0	1	0		15	4,0	52	36	2	3	9	0,18	1,71	81,0	10,2
61	GM	653 700/205 900/655	3,4	1,5	2,3	91	5	2	0	1	0	1S	0	1,2	37	24	14	7	18	0,24	1,72	85,3	9,8
60	GM	653 650/205 920/650	14,2	3,9	3,7	89	6	3	2	0	0		6	1,0	35	22	6	6	31	0,145	1,34	73,9	8,0
41	GM	653 570/205 940/645	6,1	10,0	0,6	100	0	0	0	0	0		2	1,4	28	25	20	6	20	0,25	1,41	74,6	9,3
40	GM	653 420/205 980/640	13,6	7,2	1,9	98	1	0	1	0	0		1	1,2	44	20	5	4	27	0,15	1,43	71,0	8,2
39	GM	653 400/206 060/640	10,0	3,7	2,7	91	7	2	0	0	0		3	1,2	54	25	4	8	9	0,14	1,41	78,4	7,9
38	LS	653 360/206 100/640	16,7	7,2	2,3	89	5	5	0	1	0		6	0,8	53	22	9	2	14	0,18	1,55	64,7	11,4
37	LS	653 330/206 140/638	12,1	12,4	1,0	94	2	2	2	0	0		0	0,2	31	27	13	12	17	0,047	1,27	63,5	12,0
36	LS	653 290/206 180/635	15,5	10,2	1,5	94	2	2	1	1	0		2	0,2	27	23	10	18	22	0,043	1,30	62,1	12,2
35	LS	653 260/206 200/632	14,4	5,0	2,9	88	9	2	1	0	0		6	0,2	51	24	5	1	19	0,096	1,41	72,5	8,1
34	LS	653 190/206 210/630	14,5	9,1	1,6	93	5	2	0	0	0		5	0,4	31	16	4	23	26	0,056	1,22	64,4	12,0
33	LS	653 140/206 230/628	15,2	10,4	1,5	90	4	3	1	1	1		4	0,6	52	19	3	8	18	0,07	1,32	64,9	9,5
58	LS	653 000/206 210/625	10,4	6,3	1,7	98	1	1	0	0	0		4	1,0	44	10	11	12	23	0,16	1,50	73,0	10,3
57	LS	652 810/206 240/620	12,6	7,4	1,7	86	4	5	2	1	0	2S	12	1,0	53	15	8	4	21	0,22	1,56	72,3	7,7

B 56	LS	652 710/206 280/615	14,5	6,3	2,3	90	2	8	0	0	0		6	0,6	30	44	5	3	18	0,094	1,41	67,6	11,6
55	LS	652 670/206 340/612	15,3	8,2	1,9	73	25	2	0	0	0		4	0,4	47	21	1	7	24	0,092	1,34	64,2	12,3
54	LS	652 520/206 420/610	18,4	6,1	3,0	91	4	2	1	1	0	1D	35	1,0	63	13	3	7	15	0,092	1,38	65,3	10,2
53	LS	652 590/206 500/608	14,7	6,9	2,1	93	3	2	1	0	0	1D	6	7,4	46	18	8	8	20	0,18	1,67	68,4	10,0
52	SN	652 550/206 570/605	16,8	8,7	1,9	75	13	12	0	0	0		12	1,0	50	22	10	1	17	0,13	1,58	66,0	8,5
51	SN	652 520/206 660/602	23,7	4,3	5,5	91	5	1	2	0	0	1D	2	1,2	47	14	12	0	27	0,17	1,35	62,7	9,3
50	SN	652 460/206 720/600	9,0	15,1	0,6	77	14	1	6	2	0		5	0,4	53	11	8	3	25	0,09	1,45	63,5	12,4
4	SN	652 480/206 770/598	27,0	14,0	2,1	90	4	4	1	0	0	1D	23		62	17	10	0	11	0,24	1,72	43,0	16,0
5	NS	652 400/206 930/595	9,0	3,3	2,7	82	6	5	0	1	4	2S	37		22	16	4	50	8	0,20	1,48	73,4	14,3
6	NS	652 500/207 170/590	27,0	4,1	6,7	91	5	0	3	0	1		8		66	21	4	1	8	0,12	1,41	44,7	24,2
7	NS	652 660/207 430/580	7,7	4,5	1,7	52	16	23	2	3	1	2S, 1D	286		50	31	8	3	8	0,26	1,74	73,2	14,6
3	NS	652 900/207 550/575	7,2	2,8	2,6	91	7	1	0	0	1		10		42	14	10	16	18	0,04	1,38	70,4	19,6
8	NS	652 940/207 780/565	11,0	3,1	3,6	92	2	0	1	0	0	3S,1D,1C	105		56	17	10	0	17	0,23	1,48	76,8	9,1
2	NS	653 330/208 350/550	26,2	3,7	7,1	88	9	2	1	0	0		12		54	14	9	1	22	0,15	1,41	59,1	11,0

Profil durch die Napf-Schichten im Schofgraben

B 70	NS	651 450/210 100/645	25,8	5,9	4,3	90	5	1	2	0	0	2D	6	3,8	57	11	10	7	15	0,13	1,41	60,0	8,3
71	NS		28,0	6,4	4,4	91	8	1	0	0	0		5	2,4	44	12	16	8	20	0,14	1,57	59,4	6,2
72	NS		22,6	11,5	2,0	90	4	0	2	0	0	3D, 1C	2	0,6	26	6	5	0	63	0,032	1,32	19,9	46,0
73	NS		2,8	4,5	0,4	91	1	5	1	0	0	2D	3	2,8	46	9	10	7	28	0,080	1,71	76,6	16,1
74	NS		22,0	7,5	2,9	73	10	10	3	2	1	1C	12	0,2	43	19	7	0	31	0,185	1,56	64,3	6,2
75	NS		28,7	13,8	2,1	79	8	8	0	1	1	3D	5	0,4	22	5	11	2	60	0,46	1,36	44,6	12,9
76	NS			2,2		87	1	5	1	1	1	1S, 3D	9	2,6	61	18	8	3	15			73,8	24,0
77	NS		9,1	9,8	0,9	93	1	2	1	2	1		15	0,4	17	22	3	0	58	0,058	2,21	28,7	52,4
78	NS		13,4	5,9	2,3	95	0	1	2	0	0	1S	73	7,2	56	18	5	4	17	0,21	1,97	72,4	8,3
79	NS			2,6		94	4	0	1	0	0	1D	5	1,8	53	17	17	1	12	0,078	1,71	71,9	25,5
80	NS		42,7	4,6	9,3	83	12	1	2	0	1	1S	1	0,6	21	10	25	0	44	0,052	1,61	22,8	29,9
81	NS			2,0		95	1	2	1	0	1		0	1,4	66	12	6	2	14	0,14	2,40	85,0	13,0
82	NS		19,4	6,4	3,0	86	11	1	1	0	0	2S	2	2,0	42	10	9	0	39	0,084	1,52	62,6	11,6
83	NS			1,7		84	3	1	1	0	0	1S	1	2,0	59	10	12	0	19	0,105	1,74	76,6	21,7
84	NS	651 180/209 470/760	21,5	6,4	3,4	87	8	3	2	0	0		3	1,2	46	6	20	0	28	0,093	1,55	58,1	14,0

dem Bach entlang bis (Fig. 24)

Probe Nr.	Formation	Koordinaten	Karbonat			Schwerminerale ohne Granat									Leichtminerale								
			Kalzit	Dolomit	Kalzit/Dolomit	Epidot	Apatit	Zirkon	Turmalin	Titanit	Rutil	Sonstige	Granat	Schwermineralgehalt %	Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas	Glimmer	Gesteinsbruchstücke	Median der Fraktion > 20 µ	Sortierung der Fraktion > 20 µ	Sandanteil (Fraktion > 20 µ)	Tonanteil (Fraktion < 20 µ)
Profil durch den oberen Teil der Basismergelzone der Napf-Schichten																							
LA 1	NS	652 050/206 600/770	26,2	7,0	3,7	82	8	3	5	1	0	1S	13	0,7	28	8	5	0	59	0,03	1,30	61,7	5,1
2	NS	dem Weg entlang bis (Fig. 22)	10,4	3,1	3,4	92	2	1	3	1	0	1S	11	1,4	54	3	20	1	22	0,03	1,30	77,6	8,9
5	NS		16,4	3,9	4,2	91	4	1	1	1	1	1D	31	3,6	50	14	12	2	23	0,42	1,87	73,5	6,2
6	NS		3,0	6,4	0,5	80	16	2	0	1	0	1S	16	0,7	48	10	4	7	31	0,026	1,30	80,8	9,8
7	NS		20,6	5,0	4,1	72	24	2	0	1	0	1S	7	1,5	37	18	28	4	13	0,054	1,98	69,1	5,3
8	NS		1,7	8,6	0,2	78	13	4	1	3	1		14	0,5	35	19	10	33	3	0,03	1,40	62,3	17,4
9	NS		17,3	6,8	2,5	94	5	0	1	0	0		8	1,4	43	19	4	3	31	0,045	1,96	69,9	6,0
10a	NS		12,9	4,4	2,9	92	6	0	0	1	1		4	1,6	50	9	11	1	29	0,11	2,18	79,6	3,1
10b	NS		4,1	5,5	0,7	90	7	1	1	1	0		20	0,1	48	13	6	15	18	0,034	1,30	82,5	7,9
11	NS		19,6	2,8	7,0	91	4	1	1	2	0	1S	23	1,4	58	20	5	2	15	0,275	2,52	72,6	5,0
12	NS	652 150/206 760/760	8,4	2,8	3,0	90	4	3	1	1	1		18	3,0	34	24	7	18	17	0,04	1,30	76,6	12,2
Profil in den Napf-Schichten																							
LB 1	NS	652 100/207 150/740	14,4	3,3	4,4	91	2	2	2	0	0	2S, 1D	50	4,6	65	13	6	2	14	0,24	1,49	75,4	6,9
2	NS	dem Weg entlang bis (Fig. 23)	29,0	9,7	3,0	84	9	2	3	0	1	1S	16	4,2	53	12	9	5	21	0,15	1,38	55,5	5,8
4	NS		19,5	6,2	3,1	94	4	1	0	0	0	1S	43	3,0	45	21	8	5	21	0,22	1,38	62,3	12,0
5	NS		32,2	12,8	2,5	87	7	3	2	0	1		4	1,0	46	15	7	12	21	0,06	1,41	52,9	3,1
6	NS		25,0	6,8	3,7	95	3	0	1	0	1		28	1,6	58	12	17	5	8	0,19	1,58	62,0	6,2
7	NS		22,2	2,4	9,2	87	4	3	3	0	1	2S	24	2,2	63	13	7	8	9	0,22	1,52	68,1	7,3
8	NS		14,3	8,6	1,7	94	6	0	0	0	0		0	1,6	39	8	15	22	16	0,05	1,55	54,7	22,4
9	NS	652 210/207 300/750	18,7	2,9	6,4	95	3	0	0	0	0	1D, 1C	50	1,8	41	13	26	4	16	0,25	1,55	64,4	14,0

Profil einer sandigen Ablagerung der quartären Entlebuchschotter

G 1	Q	648 300/208 970/690	22,2	11,2	2,0	72	14	6	4	0	2	1H, 1C	30	0,6		0,24	1,35	64,6	2,0
2	Q		20,5	3,7	5,5	80	14	2	4	0	0		9	0,7		0,09	1,36	71,2	4,6
3	Q	Profil Fig. 27	15,4	23,7	0,7	76	12	2	1	0	3	1D, 2H, 1C, 2A	32	0,5		0,42	1,34	59,1	1,8
4	Q		20,0	9,6	2,1	80	7	4	0	0	0	4D, 5H	22	1,5		0,18	1,34	67,2	3,2
5	Q		21,1	23,7	0,9	84	10	2	3	0	0	1D	16	0,5		0,75	1,70	53,4	1,8
6	Q		19,5	12,3	1,6	91	4	2	1	0	0	2H	30	0,9		0,22	1,29	65,0	3,2
7	Q		20,9	20,2	1,0	84	12	4	0	0	0		23	0,7		0,68	1,80	57,0	1,9
8	Q	648 300/208 970/697	20,5	5,5	3,7	82	8	6	2	0	0	2D	72	1,9		0,29	2,41	65,5	8,5

LITERATUR-VERZEICHNIS

ALLEN, J. R. L. (1963): *The classification of cross-stratified units, with notes on their origin.* Sedimentology, *2*/2: 93—114.

— (1964): *Primary current lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin.* Sedimentology, *3*/2: 89—108.

ANNAHEIM, H., & BÖGLI, A., & MOSER, S. (1958): *Die Phasengliederung der Eisrandlage des würmeiszeitlichen Reußgletschers im zentralen schweizerischen Mittelland.* Geogr. Helv. 1958/3: 217—231.

ANTENEN, F. (1901): *Die Vereisung der Emmentäler.* Mitt. Naturf. Ges. Bern.

— (1910): *Mitteilungen über Talbildung und eiszeitliche Ablagerungen in den Emmentälern.* Eclogae geol. Helv. *11*/1: 77—89.

— (1924): *Über das Quartär in den Tälern der Waldemme und der Entlen.* Eclogae geol. Helv. *18*/3: 432—448.

BAILEY, E. H., & STEVENS, R. E. (1960): *Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections.* Am. Mineralogist, *45:* 1020—1025.

BATEL, W. (1964): *Einführung in die Korngrößenmeßtechnik* (2. Aufl.), Berlin (Springer).

BAUMBERGER, E. (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. Naturf. Ges. Basel, *40*/2: 295—312.

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

BECK, P. (1926): *Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. 1.* Mitt. Naturw. Ges. Thun.

BERNSTEIN, K. H. (1961): *Zum Grunddiagramm Sand-Ton-Karbonat. Bemerkungen zur Arbeit von H. FÜCHTBAUER 1959.* Zeitschr. angew. Geologie, 7/9: 469—472.

BERTSCHY, R. (1958): *Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson (Kt. Waadt).* Eclogae geol. Helv. *51*/2: 217—263.

BLENK, M. (1960): *Ein Beitrag zur morphometrischen Schotteranalyse.* Zeitschr. Geomorphologie, *4*/3/4: 202—242.

VON BRAUN, E. (1953): *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Zurzach und Eglisau.* Eclogae geol. Helv. *46*/2: 4—170.

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

BRÜCKNER, W. (1939): *Über die Veränderung der Korngrößenverteilung bei Aufbereitung karbonatreicher Gesteine mit Säuren und ihre Ursachen.* SMPM, *19:* 251—260.

— (1954): *Korngröße und Karbonatgehalt in klastischen Sedimenten, eine Berichtigung.* SMPM, *34:* 169—176.

BÜCHI, U. P. (1950): *Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal.* Diss. Zürich.

— (1955): *Zur Geologie der Oberen Meeresmolasse von St. Gallen.* Eclogae geol. Helv. *48*/2: 257—322.

— (1958): *Zur Geologie der Molasse zwischen Reuß und Seetal.* Eclogae geol. Helv. *51*/2: 279—298.

BURRI, C. (1930): *Sedimentpetrographische Untersuchungen an alpinen Flußsanden.* SMPM, *9*/2: 205—240.

— (1931): *Schwere Mineralien aus den Goldsanden des Napfgebietes.* Verh. Schweiz. Naturf. Ges.

CADISCH, J. (1923): *Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh.* Eclogae geol. Helv. *18*/2: 222—227.

— (1928): *Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation.* Geol. Rundschau, *19*/2: 105—119.

— (1953): *Geologie der Schweizer Alpen* (2. Aufl.). Basel (Wepf).

CAILLEUX, A. (1945): *Distinction des galets marins et fluviatiles.* Bull. Soc. géol. France, *15:* 375—404.

— (1947): *L'indice d'émoussé: définition et première application.* Bull. Soc. géol. France, C. R. *13:* 250—252.

— (1952): *Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie.* Geol. Rundschau, *40*/1: 11—19.
CAILLEUX, A., & TRICART, J. (1959): *Initiation á l'étude des sables et des galets.* Tomes I—III. Paris (C.D.U.).
CORNELIUS, H. P. (1935): *Geologie der Err-Julier-Gruppe, I. Teil.* Beitr. Geol. Karte Schweiz N. F. *70.*
DOEGLAS, D. J. (1959): *Sedimentology of recent and old sediments: a comparison.* Geol. Mijnb. *7:* 228—230.
DORTHE, J.-P. (1962): *Géologie de la région au Sud-Ouest de Fribourg.* Eclogae geol. Helv. *55*/2: 327—406.
DUNBAR, C. O., & RODGERS, J. (1957): *Principles of Stratigraphy.* New York (Wiley).
DUPLAIX, S., & GUILLAUME, S. (1963): *Etude stratigraphique et minéralogique de formations tertiaires du Jura.* Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. (2), *5*/1: 37—54.
EMMENEGGER, CH. (1962): *Géologie de la région Sud de Fribourg.* Bull. Soc. Frib. Sciences nat. *51:* 1—166.
VON ENGELHARDT, W. (1961): *Neuere Ergebnisse der Tonmineralienforschung.* Geol. Rundschau *51*/1: 457—477.
EPPRECHT, W. (1957): *Unbekannte schweizerische Eisenerzgruben sowie Inventar und Karte aller Eisenerz- und Manganerz-Vorkommen der Schweiz.* Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, Kl. Mitt. *19.* SMPM, *37*/2: 217—246.
FLÜCKIGER, O. (1919): *Morphologische Untersuchungen am Napf.* Habilitationsschrift, Zürich.
FREI, R. (1912): *Monographie des Schweizerischen Deckenschotters.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 37.
FREY, H. (1892): *Zur Heimatbestimmung der Nagelfluh.* Jahresber. ü. d. städt. Gymnasium Bern 1892.
FREY, O. (1906): *Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuß.* Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges.
FRÖHLICHER, H. (1933): *Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. *67.*
FRÜH, J. J. (1888): *Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz.* Neue Denkschr. allg. schweiz. Ges. für die ges. Naturwissenschaften, *30.*
FRÜH, J. J., & SCHRÖTER, C. (1904): *Die Moore der Schweiz.* Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Serie, *111.*
FÜCHTBAUER, H. (1954): *Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandsmolasse.* Heidelb. Beitr. Min. Petrogr. *4*/1: 26—53.
— (1958): *Die Schüttung im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandsmolasse.* Eclogae geol. Helv. *51*/3: 929—941.
— (1959): *Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine.* Erdöl und Kohle, *12.* Jg.: 605—613.
— (1964): *Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen.* Eclogae geol. Helv. *57*/1: 157—298.
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.
GEISSLER, A. (1940):*Schwermineraluntersuchungen an der Lubminer Küste.* Mitt. Geol.-Pal. Inst. Greifswald, *13:* 1—48.
GENGE, E. (1958): *Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten—Seehorn (Berner Oberland).* Eclogae geol. Helv. *51*/1: 151—211.
GERBER, E. (1959): *Zur Rekonstruktion alter Talböden.* Eclogae geol. Helv. *52*/2: 511—518.
GRIFFITHS, J. C. (1951): *Size versus sorting in some Caribbean sediments.* Jour. Geol. *59*/3: 211—243.
— (1960): *Modal Analysis of sediments.* Rev. Geogr. phys. Geol. dyn. *III*/1: 29—48.
GRIM, R. E. (1953): *Clay mineralogy.* Mac Graw-Hill. N. Y.
GRUNAU, H. (1945): *Das Ophiolithvorkommen von Hauen am Jaunpaß (Kt. Bern).* SMPM, *25*/2: 311—326.
HABICHT, K. (1945): *Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. *83.*
HÄNTZSCHEL, W. (1936): *Die Schichtungsformen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet.* Senck. leth. *18:* 316—356.

HALDEMANN, E. G. (1948): *Geologie des Schallenberg-Honegg-Gebietes.* Diss. Univ. Bern.
HANTKE, R. (1958): *Die Gletscherstände des Reuß- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit.* Eclogae geol. Helv. *51*/1: 119—149.
— (1959a): *Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter.* Viertelj. Schrift Naturf. Ges. Zürich, *104:* 1—47.
— (1959b): *Zur Phasenfolge der Hochwürmeiszeit des Linth- und des Reuß-Systems.* Viertelj.Schrift Naturf. Ges. Zürich, *104:* 390—402.
— (1962): *Zur Altersfrage des höheren und des tieferen Deckenschotters in der Nordostschweiz.* Viertelj. Schrift Naturf. Ges. Zürich, *107:* 221—232.
— (1963): *Chronologische Probleme im schweizerischen Quartär.* Jahresber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F. *45:* 45—60.
HAUS, H. (1937): *Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. *75.*
HEIM, ALB. (1894): *Die Geologie der Umgebung von Zürich.* Compte rendu de la 6e sess. du Congr. géol. internat. à Zurich.
— (1919): *Geologie der Schweiz,* Bd. 1. Leipzig (Tauchnitz).
HEIM, ARN. (1932): *Zum Problem des Alpen-Molasse-Kontaktes.* Eclogae geol. Helv. *25*/2: 223—231.
HOFMANN, F. (1951): *Zur Stratigraphie und Tektonik des st.gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süßwassermolasse) und zur Bodenseegeologie.* Bericht über die Tätigkeit (Jahrb.) der St.Gallischen Naturf. Ges. *74:* 1—87.
— (1955): *Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im schweizerischen Molassebecken.* Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. -Ing. *22*/62: 5—18.
— (1956): *Ein experimentelles Verfahren zur Bestimmung der Kornform von Sanden.* Eclogae geol. Helv. *49*/2: 506—512.
— (1958): *Vulkanische Tuffhorizonte in der Oberen Süßwassermolasse des Randen und Reiat, Kt. Schaffhausen.* Eclogae geol. Helv. *51*/2: 371—377.
— (1959): *Vulkanische Tuffhorizonte der Schienerbergeruptionen auf dem thurgauischen Seerücken.* Eclogae geol. Helv. *52*/2: 461—475.
— (1960a): *Materialherkunft, Transport und Sedimentation im Schweizerischen Molassebecken.* Jahrb. St.Gall. natw. Ges. *76:* 1—28.
— (1960b): *Beitrag zur Glimmersandsedimentation in der Oberen Süßwassermolasse der Nord- und Nordostschweiz.* Eclogae geol. Helv. *53*/1: 1—25.
— (1960c): *Prüfverfahren zur Bestimmung der spezifischen Oberfläche, der Kornform und der Kornstruktur von Gießereisanden.* Gießerei, H. 3.
— (1961): *Vulkanische Aschen in den Helicitenmergeln des baslerischen, aargauischen und badischen Tafeljura.* Eclogae geol. Helv. *54*/1: 133—136.
HOLLIGER, A. (1954): *Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern).* Diss. Basel, Manuskript.
— (1955): Gekürzte Fassung Diss.: Eclogae geol. Helv. *48*/1: 79—97.
HÜLSEMANN, J. (1955): *Großrippeln und Schrägschichtungsgefüge im Nordseewatt und in der Molasse.* Senck. leth. *36:* 359—388.
HÜRZELER, J. (1932): *Die Helvétien-Tortonien-Grenze im aargauischen Mittelland.* Eclogae geol. Helv. *25*/2: 266—269.
INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY (1960): *Statement of principles of stratigraphic classification and terminology.* Intern. Geol. Congress, rep. 21st session Norden, part 25.
JÄCKLI, H. (1956): *Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reußtal.* Geographica Helv. *11*/1: 46—59.
— (1962): *Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum.* Eclogae geol. Helv. *55*/2: 285—294.
JASMUND, K. (1955): *Die silicatischen Tonminerale.* Monographien zu «Angewandte Chemie» und «Chemie-Ingenieur-Technik».
JENNI, V., & DE QUERVAIN, F. (1960): *Untersuchungen von Kalk- und Dolomitgehalt an Sanden quartärer Ablagerungen der Nordostschweiz.* 1. und 2. Teil. SMPM, *40*/1: 55—67 und *41*/2: 471—480.
JORDI, H. A. (1955): *Geologie der Umgebung von Yverdon (Jurafuß und mittelländische Molasse).* Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. *99.*

KALTERHERBERG, J., & KARRENBERG, H. (1958): *Zur Methodik und Auswertung von Korngrößenuntersuchungen im Niederrheinischen Tertiär.* Fortschr. Geol. Rheinl. Westf. *1:* 33—55.
KAUFMANN, F. J. (1860): *Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse.* Neue Denkschr. d. allg. schweiz. Ges. für die ges. Naturwissenschaften, *17.*
— (1872): *Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, *11.*
— (1886): *Emmen und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstraße und Linie Lungern—Grafenort.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, *24.*
KOPP, J. (1934): *Einige Resultate der geologischen Neuaufnahme von Luzern.* Eclogae geol. Helv. *27*/2: 330—333.
— (1946): *Aus der geologischen Geschichte von Malters und Umgebung.* Mitt. Naturf. Ges. Luzern, *15:* 96—103.
— (1951a): *Die Gletscherstausee-Ablagerungen von Kriens und Littau.* Eclogae geol. Helv. *44*/2: 320—323.
— (1951b): *Bericht über die Exkursion der S.G.G. in die Umgebung von Luzern.* Eclogae geol. Helv. *44*/2: 361—363.
— (1955): *Die Ergebnisse der Erdölbohrung Altishofen.* Mitt. Naturf. Ges. Luzern.
— (1962a): *Veränderungen von Seen und Flußläufen in interglazialer und postglazialer Zeit in der Zentralschweiz.* Mitt. Naturf. Ges. Luzern, *19.*
— (1962b): *Erläuterungen zum geol. Atlasblatt 28 (1:25 000) Luzern.* Schweiz. Geol. Komm.
KRASCHENINNKOW, G. TH. (1958): *Fazielle Untersuchungen der Sedimentgesteine.* Eclogae geol. Helv. *51*/3: 666—675.
KRAUS, E. (1923): *Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayrischen Allgäu.* Abh. Naturf. Ges. Danzig, *1.*
— (1927): *Der orogene Zyklus und seine Stadien.* Zentralbl. Min. B, *6:* 216—233.
— (1951): *Zur Baugeschichte des Alpenvorlandes.* Zeitschr. DGG, *102,* Hannover.
KRUMBEIN, W. C. (1938): *Korngrößeneinteilung und statistische Analyse.* N. Jb. Min., Geol. u. Pal., A, BB. *73:* 137—150.
— (1941): *Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles.* Jour. Sed. Petrology *11.*
KRUMBEIN, W. C., & PETTIJOHN, F. J. (1938): *Manual of sedimentary petrography.* N. Y. (Appleton-Century).
KÜBLER, B. (1962): *Etude pétrographique de l'Oehningien (Tortonien) du Locle (Suisse occidentale).* Beitr. Min. Petr., *8.*
KUENEN, PH. H. (1953): *Significant Features of Graded Bedding.* Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. *37*/5: 1044—1066.
— (1956):*Experimental abrasion of pebbles. 2. rolling by current.* Jour. Geol. *64*/4: 336—368.
— (1958): *Turbidity currents a major factor in Flysch deposition.* Eclogae geol. Helv. *51*/3: 1009—1021.
LETSCH, E., & ZSCHOKKE, B., & ROLLIER, L., & MOSER, R. (1907): *Die Schweizerischen Tonlager.* Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Serie, *4.*
LEUPOLD, W., & TANNER, H., & SPECK, J. (1942): *Neue Geröllstudien in der Molasse.* Eclogae geol. Helv. *35*/2: 235—246.
LIECHTI, W. (1928): *Geologische Untersuchungen der Molassenagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis.* Diss. Univ. Bern.
LINCK, O. (1942): *Die Spur von Isopodichnus.* Senckenbergiana *25:* 232—255.
VAN DER LINDEN, W. J. M. (1963): *Sedimentary structures and facies interpretation of some Molasse deposits.* Geologica ultraiectina, *12.*
LUDWIG, A. (1910): *Flußgeröll, Molasseproblem und Alpenfaltung.* Jb. Schweizer Alpenclub *45:* 225—249.
LÜTHY, H., & MATTER, A., & NABHOLZ, W. K. (1963): *Sedimentologische Untersuchungen eines temporären Quartäraufschlusses bei der Neubrügg nördlich Bern.* Eclogae geol. Helv. *56*/1: 119—145.
MÄDLER, K. (1955): *Zur Taxionomie der tertiären Charophyten.* Geol. Jb. *70:* 265—328.
MASON, C. C., & FOLK, R. L. (1958): *Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas.* Jour. Sed. Petrology, *28*/2: 211—226.
MATTER, A. (1964): *Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet.* Eclogae geol. Helv. *57*/2: 315—428.
MILNER, H. B. (1962): *Sedimentary Petrography* (4th ed.). London (Allen & Unwin).

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

VON MOOS, A. (1935): *Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen.* SMPM, *15*/2: 169—265.

— (1938): *Geotechnische Eigenschaften und Untersuchungsmethoden der Lockergesteine.* Schweiz. Bauztg. *111*/21/22.

MOSS, A. J. (1962, 1963): *The physical nature of common sandy and pebbly deposits.* Part I and II. Am. Jour. Sci. *260*/5: 337—373 and *261*/4: 297—343.

MÜLLER, G (1961): *Palygorskit und Sepiolith in tertiären und quartären Sedimenten von Hadramout (S-Arabien).* N. Jb. Miner. Abh. *97*/2.

— (1964): *Methoden der Sedimentuntersuchung.* Stuttgart (Schweizerbart).

NAGTEGAAL, P. (1963): *Convolute lamination, metadepositional ruptures and slumping in an exposure near Pobla de Segur (Spain).* Geol. en Mijnbouw *42*/11: 363—374.

NESTROFF, W. D. (1962): *Essai d'interprétation du mécanisme des courants de turbidité.* Bull. Soc. géol. France. *7*/4.

NEUMANN, R. (1963): *Die Auswertung von Korngrößenverteilungen durch Häufigkeitsanalyse.* N. Jb. Geol. u. Pal., Mh. *9:* 492—501.

NIGGLI, P. (1935): *Die Charakterisierung der klastischen Sedimente nach der Kornzusammensetzung.* SMPM, *15*/1: 31—38.

— (1952): *Gesteine und Minerallagerstätten, 2,* Basel (Birkhäuser).

NUSSBAUM, F. (1910): *Talbildung im Napfgebiet.* Eclogae geol. Helv. *11:* 269—271.

— (1922): *Über das Vorkommen von Jungmoränen im Entlebuch.* Mitt. Naturf. Ges. Bern.

PAVONI, N. (1957): *Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel.* Diss. ETH. Zürich.

— (1958): *Die Vorlandsedimentation am Beispiel der Oberen Süßwassermolasse (OSM) der Schweiz.* Eclogae geol. Helv. *51*/3: 1035—1038.

PENCK, A., & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter, 2.* Leipzig.

PETERS, TJ. (1961): *Tonmineralogische Untersuchungen an Glazialmergeln von Zollikofen und an aquitanen Tonen und Mergeln von Pieterlen.* SMPM, *41*/1: 71—84.

PETERS, TJ., & VON SALIS, K. (1965): *Palygorskit als Kluftmineral in der tortonen Molasse des Entlebuchs.* SMPM, *45*/1.

PETTIJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary rocks* (2nd ed.) N. Y. (Harper).

PETTIJOHN, F. J., & POTTER, P. E. (1964): *Atlas and glossary of primary sedimentary structures.* Berlin (Springer).

PFISTER, M. (1921): *Stratigraphie des Tertiär und Quartär am Südfuß der Alpen mit spezieller Berücksichtigung der miocänen Nagelfluh.* Diss. Zürich.

PORTMANN, J.-P. (1956): *Pétrographie des formations glaciaires.* Geol. Rundschau, *45*/2.

POSER, H., & HÖVERMANN, J. (1952): *Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse.* Abh. Braunschweig. Wiss. Ges. *4:* 12—36.

POTTER, P. E., & PETTIJOHN, F. J. (1963): *Paleocurrents and basin analysis.* Göttingen (Springer).

REEDER, S. W., McALLISTER, A. L. (1957): *A staining method for the quantitative determination of feldspars in rocks and sands from soils.* Canadian Jour. Soil Sci. *37*/1: 57—59.

REINECK, H.-E. (1963): *Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee.* Abh. senckenb. naturf. Ges. *505:* 1—138.

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

— (1937b): *Zur Geologie der östlichen st.gallisch-appenzellischen Molasse.* Jb. St. Gall. natw. Ges. *69.*

RICHTER, W. (1939): *Zur Methodik der Schwermineralanalyse von sandigen Sedimenten.* Zentralbl. Min. Geol. Pal., A: 70—80.

ROESLI, F. (1967): *Exkursion Nr. 33: Luzern—Brünig—Meiringen.* Geol. Führer der Schweiz, Heft 7: 583—623.

RUTSCH, R. (1928): *Geologie des Belpberges.* Mitt. Naturf. Ges. Bern 1927: 1—194.

— (1929): *Die Gastropoden des subalpinen Helvétien der Schweiz und des Vorarlbergs.* Abh. Schweiz. Palaeont. Ges. *49.*

— (1945): *Neue Auffassungen über die Entstehung der Molasse-Sedimente.* Eclogae geol. Helv. *38*/2: 407—411.

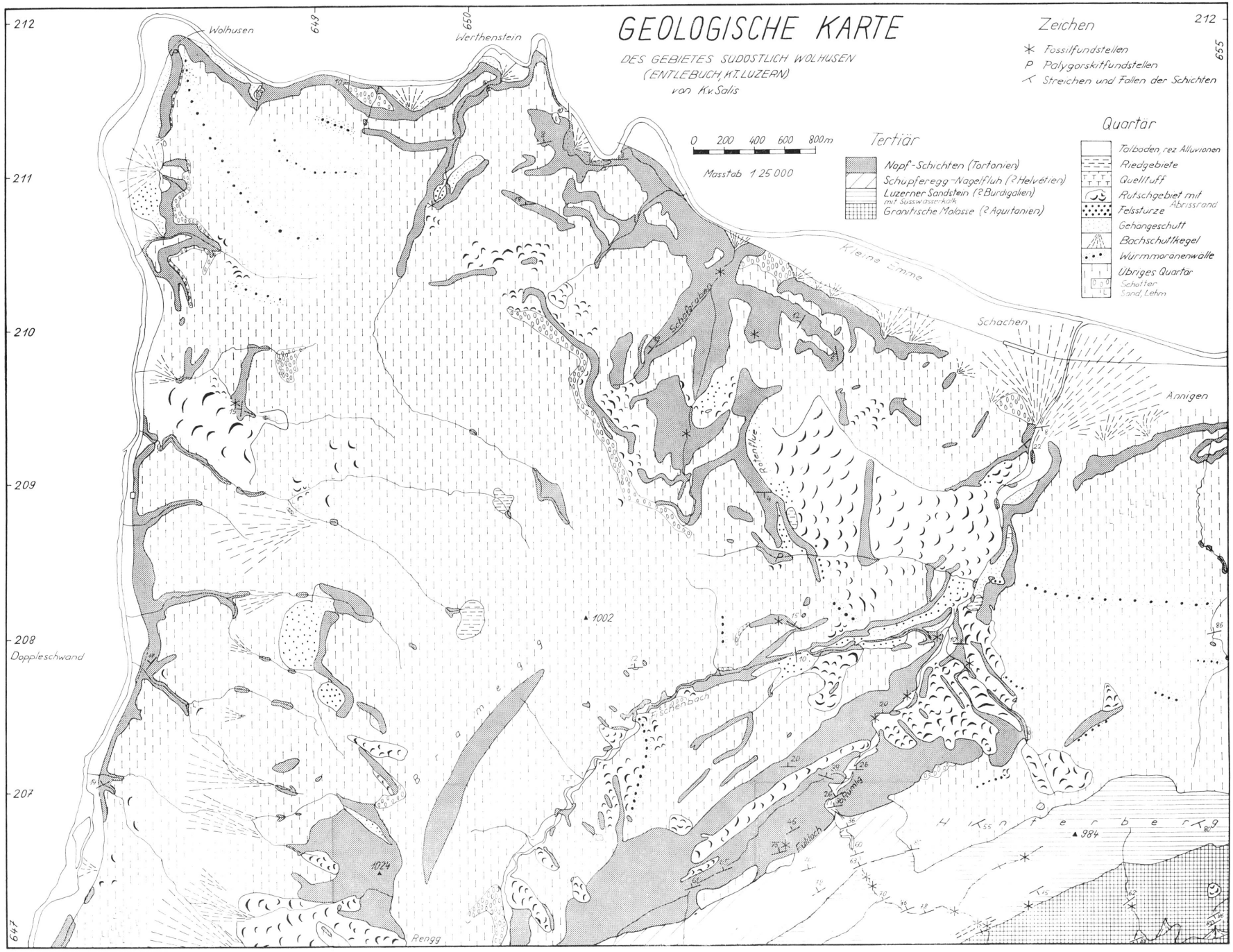
— (1951): *Das Typusprofil des Aquitanien.* Eclogae geol. Helv. *44*/2: 352—355.
— (1958): *Das Typusprofil des Helvétien.* Eclogae geol. Helv. *51*/1: 107—118.
RUTTE, E. (1961): *Mikrofossilien in Süßwassersedimenten.* Geol. Rundschau, *51*/1: 657—663.
— (1962): *Schlundzähne von Süßwasserfischen.* Palaeontographica, A, *120*/4—6: 165—212.
SALATHE, R. (1957): *Die stadiale Gliederung des Würmgletscherrückzuges in den Schweizer Alpen.* Geogr. Helv. *12*/2: 116—117.
SCHEUCHZER, J. J. (1717): *Hydrographia Helvetica.* Zürich (Bodmer).
SCHNEIDERHÖHN, P. (1953): *Untersuchungen zur Siebanalyse von Sanden und zur Darstellung ihrer Ergebnisse.* Neues Jb. Mineral. Abh. *85*/2: 141—202.
SCHNIDER, J. X. (1783): *Besondere Beschreibung etlicher Berge des Entlibuches.* Luzern.
SCHWAB, R. F. (1960): *Geologische Untersuchungen in der Molasse der Umgebung von Biel (Kanton Bern).* Diss. Univ. Bern.
SCHWARZENBACH, G. (1960): *Die komplexometrische Titration* (vierte Auflage). Stuttgart (Enke).
SEIBOLD, E. (1963): *Geological investigation of near-shore and sand-transport.* Prog. in Oceanography *1:* 3—70.
SONDER, R. A. (1958): *Über die Fazies von Schichtverbänden.* Eclogae geol. Helv. *51*/3: 742—753.
SPECK, J. (1945): *Fährtenfunde aus dem subalpinen Burdigalien und ihre Bedeutung für Fazies und Paläogeographie der oberen Meeresmolasse.* Eclogae geol. Helv. *38*/2: 411—416.
— (1953): *Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee.* Diss. Univ. Zürich.
STAUB, R. (1915): *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge.* Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich, *60:* 55—336.
— (1916): *Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge.* Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich, *61:* 324—405.
— (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie.* Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. *69*/1.
STEHLIN, H. G. (1914): *Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung.* Verh. Naturf. Ges. Basel, *25:* 179—202.
— (1919): *Verzeichnis der Säugetierfunde in der schweizerischen Molasse.* In: HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz, 1:* 145—152. Leipzig (Tauchnitz).
STEINER, J. (1926): *Morphologische Untersuchungen im Entlebuch.* Jahresber. Geogr. Ges. Bern, *26.*
STUDER, B. (1825): *Beiträge zu einer Monographie der Molasse.* Bern (Jenni).
— (1853): *Geologie der Schweiz, 2.* Bern (Stämpfli).
TANNER, H. (1944): *Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli.* Mitt. Thurg. Naturf. Ges. *33.*
TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic evolution of the central and western Alps.* Bull. Geol. Soc. Am. *71:* 843—908.
TSCHACHTLI, B. S. (1941): *Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes* (Simmental—Saanen). Diss. Univ. Bern.
VALETON, I. (1955): *Beziehungen zwischen petrographischer Beschaffenheit, Gestalt und Rundungsgrad einiger Flußgerölle.* Petermanns Geogr. Mitt. *99:* 13—17.
VERNET, J. P. (1956): *La géologie des environs de Morges.* Eclogae geol. Helv. *49*/1: 157—241.
— (1958a): *Les minéraux lourds d'une série chattienne de la molasse du Plateau suisse.* Bull. Lab. Géol. Min. Géoph. et Musée géol. Univ. Lausanne *125.*
— (1958b): *Etudes sédimentologiques et pétrographiques des Formations Tertiaires et Quaternaires de la partie occidentale du Plateau suisse.* Eclogae geol. Helv. *51*/3: 1115—1152.
— (1964): *Pétrographie sédimentaire dans la région d'Yverdon.* Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *68*/314.
WALGER, E. (1962): *Die Korngrößenverteilung von Einzellagen sandiger Sedimente und ihre genetische Deutung.* Geol. Rundschau, *51*/2: 494—507.
WALTER, H. (1923—1925): *Bergbau und Bergbauversuche in den 5 Orten.* Geschichtsfreund, *78—80.*
WEBER, A. (1928): *Die Glazialgeologie des Tößtales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz.* Diss. ETH Zürich.
WEIBEL, M. (1961): *Die Schnellmethoden der Gesteinsanalyse.* SMPM, *41*/2: 285—294.
WEILER, W. (1950): *Die Otolithen aus dem Jung-Tertiär Süd-Rumäniens.* Senckenbergiana, *31:* 209—258.
— (1952): *Die Fischfauna der unterstampischen Molasse des Entlebuchs, Kt. Luzern, und ihre paläogeographische Bedeutung.* In FRÖHLICHER, H., & WEILER, W., Eclogae geol. Helv. *45*/1: 1—35.

— (1958): *Fisch-Otolithen aus dem Oberoligozän und dem Mittelmiozän der Niederrheinischen Bucht.* Fortschr. Geol. Rheinl. Westf. *1:* 323—361.
— (1960): *Die Fischreste aus den Ziegeleitonen von Ravolzhausen bei Hanau (Hessen).* Notizbl. Hess. Landesamt Bodenforschung Wiesbaden, *88:* 20—28.
— (1961): *Die Fischfauna des unteroligozänen Melanientons und des Rupeltons in der Hessischen Senke.* Notizbl. Hess. Landesamt Bodenforschung Wiesbaden, *89:* 44—65.
— (1963): *Die Fischfauna des Tertiärs im oberrheinischen Graben, des Mainzer Beckens, des unteren Maintals und der Wetterau, unter besonderer Berücksichtigung des Untermiozäns.* Abh. Senckenberg. Naturf. Ges. *504:* 1—75.
ZIMMERMANN, H. W. (1961): *Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland.* Mitt. Naturf. Ges. Solothurn, *21:* 1—146.
ZINGG, TH. (1935): *Beitrag zur Schotteranalyse.* SMPM, *15:* 39—140.

SMPM: Schweiz. Min. Petr. Mitteilungen.

GEOLOGISCHE KARTEN

BUXTORF, A., u. a. (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.
ERNI, A. (1912): Geologische Aufnahme des Blattes Werthenstein für die Neuauflage von Blatt VIII, 1:100000. Original Schweiz. Geol. Komm.
KOPP, J., & BENDEL, L., & BUXTORF, A. (1955): *Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 28: Luzern.* Schweiz. Geol. Komm.
MOESCH, C., & KAUFMANN, F. J. (1913): *Geologische Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt VIII: Aarau-Luzern-Zug-Zürich.* 2. Aufl., überarbeitet von A. ERNI und A. JEANNET.
MOLLET, H. (1921): *Geologische Karte des Schafmatt-Schimberggebietes (Kt. Luzern), Spezialkarte Nr. 91.* Schweiz. Geol. Komm.


GEOLOGISCHE KARTE
DES GEBIETES SÜDÖSTLICH WOLHUSEN
(ENTLEBUCH, KT. LUZERN)
von K. v. Salis
Zeichen
Fossilfundstellen
Polygorskitfundstellen
Streichen und Fallen der Schichten
0 200 400 600 800 m
Massstab 1:25 000
Tertiär
Napf-Schichten (Tortonien)
Schupferegg-Nagelfluh (? Helvétien)
Luzerner Sandstein (? Burdigalien)
mit Süsswasserkalk
Granitische Molasse (? Aquitanien)
Quartär
Talboden, rez. Alluvionen
Riedgebiete
Quelltuff
Rutschgebiet mit Abrissrand
Felsstürze
Gehängeschutt
Bachschuttkegel
Würmmoränenwälle
Übriges Quartär
Schotter
Sand, Lehm
Wolhusen
Werthenstein
Kleine Emme
Schachen
Annigen
Schalgraben
Rotenflue
Schenbach
Fuhlach
Rumlig
Hünenberg
Bramegg
Rengg
Doppleschwand
1002
1024
984
212
211
210
209
208
207
649
650
655