Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 57 (1964)
Heft: 2

Artikel: Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet (Entlebuch - Tal der Grossen Fontanne, Kt. Luzern)
Autor: Matter, Albert
Kapitel: Sedimentologische Untersuchungen
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163142

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: 02.10.2025

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

mehrere hundert Meter verfolgt werden, da sie als Schwächezonen gerne Anlass zur Entstehung von Bachrunsen gegeben haben. Während FRÖHLICHER (1942) die Brüche fast ausschliesslich in den Napf-Schichten festgestellt hatte, fanden wir bei Unter Gmünden im Tal der Grossen Fontanne (Tafel I, Karte 1:25000) zwei deutlich erkennbare Brüche in der Schüpferegg-Nagelfluh. Sie stehen fast senkrecht und streichen im Azimut 350°. Die Brüche treten meistens in der Nagelfluh auf, wo sie einzelne Gerölle nicht selten entzweischneiden. Rutschharnische fehlen fast durchwegs, und die Sprunghöhe kann mangels Mergel- oder Sandsteinhorizonten selten bestimmt werden. Bei den erwähnten Verstellungen von Unter Gmünden schneidet der eine Bruch eine Sandsteinlinse entzwei, so dass wir die Sprunghöhe etwa mit 1 m angeben können. Die hier ausnahmsweise vorhandenen Rutschharnische zeugen aber auch von einer horizontalen Bewegung in NNW–SSE-Richtung; vielleicht war diese Horizontalverstellung sogar grösser als die vertikale Komponente. Die Entstehung dieser Brüche darf wohl mit grosser Wahrscheinlichkeit auf alpine Schubkräfte zurückgeführt werden.

SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN

I. DIE GESTEINSARTEN DER NAGELFLUH

Die petrographische Untersuchung des Inhalts einer jeden Nagelfluhbank (qualitative Geröllanalyse) liefert uns Angaben über die im Rückland in jenem Augenblick anstehenden Gesteine. Durch Auszählen der verschiedenen eine Geröllbank aufbauenden Gesteine (quantitative Geröllanalyse) können laterale und vertikale Veränderungen des Geröllbestandes festgestellt werden. Die horizontalen Änderungen der Geröllzusammensetzung sind aber meist nicht feststellbar, da sich eine Bank der unzusammenhängenden Aufschlüsse wegen selten über eine grössere Strecke verfolgen lässt. Aufschlussreicher ist dagegen die Untersuchung im Profil übereinanderfolgender Nagelfluhbänke, deren jede ein Momentbild der im Rückland in diesem Zeitpunkt herrschenden Verhältnisse liefert. Die einzelnen Bilder lassen sich zu einem Film über das Werden des Alpengebirges zusammenfügen (CADISCH 1927). Natürlich entsprechen die in einer Nagelfluhbank enthaltenen Gerölle nicht quantitativ den tatsächlichen Aufschlussverhältnissen im Rückland, denn während des Transportes ins Vorland findet eine Anreicherung der widerstandsfähigeren Gesteine statt. Die Geröllanalyse vermittelt deshalb ein verzerrtes Spiegelbild erosiver und tektonischer Vorgänge im Rückland.

Wenn möglich sollten die Gerölle nicht bloss petrographisch bestimmt (z. B. Kalke, Dolomite, rote Granite etc.), sondern auch stratigraphisch eingeordnet werden. Die stratigraphische und tektonische Einordnung der Gerölle in die alpinen Schichtreihen ist das Hauptziel, aber auch die schwierigste Aufgabe der Geröllanalyse. Die stratigraphische Zuordnung kann am ehesten auf Grund der in den Geröllen enthaltenen Mikrofossilien vorgenommen werden. Auf Grund bestimmter Gesteinsfacies gelingt es oft, die Gesteine den Grossfacieszonen (Ostalpin, Penninikum, Helvetikum) zuzuweisen. Das Endziel petrographisch-stratigraphischer Ge-

röllstudien ist erst erreicht, wenn Gerölle bestimmten Alters und bestimmter Facies den einzelnen Deckenelementen, aus denen sie stammen, zugeordnet werden können. Leider ist dies aber nur in den seltensten Fällen eindeutig möglich, vor allem weil der Mikrofossilinhalt und die petrographische Zusammensetzung vieler alpiner Gesteinsserien noch zu wenig genau bekannt sind. Zudem gibt es keine Vergleichssammlungen alpiner Gesteine, welche auf die Geröllanalyse zugeschnitten sind, d. h. die normale Gesteinsfacies und nicht vor allem das Spezielle enthalten (SPECK 1953). Die vertikalen Veränderungen des Geröllbestandes bieten andererseits auch die Möglichkeit, die mächtigen und meist fossilarmen Nagelfluhablagerungen lithostratigraphisch zu gliedern. In der vorliegenden Arbeit wird diese Seite der Geröllanalyse betont. Eine ausführliche Studie über die Herkunft der Gerölle hätte viel umfassendere mikropaläontologische Untersuchungen erfordert. Immerhin zeigen unsere diesbezüglichen Resultate eine weitgehende Übereinstimmung mit denjenigen von SPECK (1953), welche er in seiner hervorragenden Arbeit über die Konglomerate am Zugersee festgehalten hat.

Der generell gültige Teil der Methodik unserer Geröllanalysen, wie auch die Fragen der Probenahme und Probegrösse werden weiter unten auf S. 366 ausführlich dargelegt, so dass wir hier nur noch jene speziellen methodischen Ergänzungen geben müssen, welche mit der qualitativen Geröllanalyse im Zusammenhang stehen.

Vor jeder Geröllzählung sollte man sich unbedingt einen Überblick über die verschiedenen vorhandenen Gesteinsarten sowie deren Variationsbreite verschaffen. Von den Haupttypen müssen sodann Dünnschliffe angefertigt werden; erst diese ermöglichen eine exaktere petrographische und mikropaläontologische Beschreibung und eventuelle Beheimatung der betreffenden Gesteine. Alsdann gilt es, für die Zählungen die Gesteinstypen zu Gruppen zusammenzufassen. Diese Zusammenfassung sollte, wenn möglich, nicht nach rein petrographischen, sondern nach stratigraphisch-tektonischen Gesichtspunkten erfolgen, da nur eine solche Einteilung über die tektonischen und paläogeographischen Verhältnisse im Rückland aussagefähig ist. Leider kommt trotzdem für zahlreiche Gesteine nur eine lithologische Gruppenbildung in Frage. Dies trifft vor allem für das Kristallin, dann aber auch für die fast durchwegs fossilleeren Dolomite, dunklen dichten Kalke und die Radiolarite zu. Im Gegensatz zu SPECK (1953) verzichten wir auf die Ausscheidung des Hauptdolomits, da dieser doch nur auf Grund von Fossilien und nicht der Lithologie als solcher bezeichnet werden darf.

In einem ersten Teil dieser Arbeit werden die einzelnen Gerölltypen beschrieben und deren mögliche Herkunft besprochen, während die Geröllzählungen im Zusammenhang mit Geröllgrössen-, Form- und Rundungsanalysen in einem zweiten, alle statistischen Nagelfluhuntersuchungen enthaltenden Teil zur Sprache kommen.

1. Kristalline Komponenten

a) *Plutonite*

Rote und grüne Granite s. l.

Die roten Granite bilden mit den grünen Graniten vom Typ Albula–Julier (= Quarzdiorit) die auffälligste Gruppe unserer Nagelfluh. Zwischen den beiden

Typen bestehen Zwischenglieder, wobei vornehmlich rötliche Arten den eigentlichen Graniten und mehr grünliche den Quarzdioriten zuzuweisen sind.

Die rote Farbe verdanken die Granite dem Kalifeldspat, der prozentual meist den Hauptgemengteil bildet. Plagioklase fehlen, doch ist oft Albit vorhanden. Diese Gesteine können daher als Alkaligranite bezeichnet werden. In bezug auf die Korngrösse zeigen sie eine ziemliche Variation von grob-gleichkörnig bis zu feinkörnig-porphyrartig. Von den zahlreichen verschiedenen aufgesammelten Arten greifen wir zur Charakterisierung der Gruppe fünf typische Vertreter heraus.

Roter Mikrogranit (60.08.128)

In einer Grundmasse von 0,1–0,4 mm grossen Feldspat- und Quarzkörnern liegen einige wenige idiomorphe 2–3 mm grosse Quarze und Plagioklase. Als Hauptgemengteile treten Quarz, perthitischer Kalifeldspat und Albit auf. Der Quarz ist stets xenomorph und zeigt schwache undulöse Auslöschung. Der hypidiomorphe Kalifeldspat ist an seiner bräunlichen Bestäubung leicht erkenntlich. Albit liegt meist in frischen hypidiomorphen Leisten vor. Akzessorisch sind chloritisierter Biotit, Zirkon und Erz zu beobachten.

Struktur: Holokristallin – porphyrartig mit feinkörniger Grundmasse.

Roter porphyrartiger Alkaligranit (60.08.56)

Alkalifeldspat liegt in xenomorphen, 0,2 mm grossen oder (bei Einsprenglingen) bis maximal 2 mm grossen Körnern vor, die an ihrer bräunlichen, durch unbestimmbare kleinste Körnchen hervorgerufenen Bestäubung (Kaolinisierung ?) leicht erkennbar sind.

Die starke Perthitbildung zeigt, dass der Alkalifeldspat ursprünglich ziemlich Na-reich war. Teilweise bildeten sich sogar schöne kleine Albitlamellen. Solche Körner zeigen besonders gern graphische Verwachsung mit Quarz. Dieser tritt auch in xenomorphen Körnern oder seltener als Einsprengling auf und umschliesst manchmal kleine Alkalifeldspäte und Albite. Der in geringen Mengen auftretende hypidiomorphe Plagioklas ist ein Albit/Oligoklas. Akzessorisch finden sich chloritisierter Biotit, Erz und Zirkon.

Struktur: Holokristallin – feinkörnig, porphyrartig.

Neben dieser feinkörnigen Varietät gibt es auch grobkörnige Abarten, deren Körner durchschnittlich 2–3 mm gross sind, wobei die idiomorphen Feldspäte als Einsprenglinge bis 1 cm gross werden können (vgl. Schliff 60.08.196)

Grün und rot gefleckter porphyrartiger Granit (60.08.87)

Als Hauptgemengteile treten Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas auf. Der Quarz, durchschnittlich von 0,5 mm Grösse ist voller feinster Einschlüsse, ist manchmal zerbrochen und löscht undulös aus. Eingeschlossen enthält er oft kleinere Feldspatleisten. Der Kalifeldspat ist ausgesprochen perthitisch und enthält zahllose unbestimmbare bräunliche Zersetzungsprodukte. Manchmal tritt er als Einsprengling von maximal 1 cm Länge auf und umschliesst dann Plagioklasleisten und rundliche Quarzkörner. Der saure Plagioklas (?Oligoklas-Albit) liegt einerseits in etwas frischeren Exemplaren, dann aber vor allem in saussuritisierten Leisten vor, deren Zwillingslamellierung kaum mehr erkennbar ist. Biotit ist meistens völlig chloritisiert. Epidot, Orthit, Apatit, Zirkon und Erz treten als akzessorische Gemengteile auf.
Struktur: Holokristallin – porphyrartig.

Herkunft der roten Granite:

Sie gleichen ausgesprochen den roten Alkaligraniten der Bernina-Decke (Staub 1916, S. 365ff.), und zwar geht die Übereinstimmung bis ins mikroskopische Bild. Typisch ist das Fehlen oder seltene Auftreten von Plagioklas. Sehr reichlich sind Mikroperthite vertreten; ebenfalls kommen Myrmekite und graphische Verwachsungen häufig vor. Hornblende fehlt und Biotit ist ausgebleicht oder chloritisiert.

Wohl sind auch anderswo in den Alpen kleinere Vorkommen ähnlicher granitischer Gesteine bekannt. Sie finden sich dann aber meist als Gänge wie z. B. der rote Granitporphyr von Salanfe im Aiguilles-Rouges-Massiv. Mikroskopisch sind sie jedoch nicht mit unseren Geröllen vergleichbar.

Grüner «Granit» (Biotit-Hornblende-Quarzdiorit) (60.08.170)

Plagioklas (völlig saussuritisiert) (60–70 %), Quarz (15–20 %), Hornblende (5–10 %) und Biotit bilden die Hauptbestandteile. Infolge der starken Zersetzung der bis 7 mm langen Plagioklaskörner können diese nicht mehr näher bestimmt werden. Der Quarz ist meistens fleckenweise angehäuft und tritt in bis 6 mm grossen unregelmässigen Körnern auf, die stark undulös auslöschen. Oft sind sie zerbrochen und wieder durch mikrokristallinen Quarz verheilt. Mit einer relativ frischen grünbraunen Hornblende ist zersetzter dunkelbrauner Biotit vergesellschaftet, welcher zahlreiche Zirkone (teilweise mit pleochroitischen Höfen), Epidot und Apatit eingeschlossen enthält.

Akzessorisch treten Apatit in schönen idiomorphen Prismen und hexagonalen Durchschnitten, Zirkon, Erz, Pistazit und Orthit auf. Serizit, Chlorit und Kalzit finden sich als Umwandlungsprodukte des Plagioklases. Alkalifeldspat ist wahrscheinlich in kleinen Mengen vorhanden gewesen, aber als solcher nicht mehr mit Sicherheit erkennbar.

Struktur: Holokristallin – mittelkörnig.

Herkunft: Dieser Gesteinstyp ist wegen der grossen, intensiv grün gefärbten Plagioklase einer der auffälligsten in der untersuchten Nagelfluh. Ähnliche Gesteine treten heute anstehend in den Schweizer Alpen noch im Albula-Juliergebiet auf, wo gewisse dioritische Abarten des «Albula-Juliergranits» (Cornelius 1935) dem beschriebenen Gestein auffällig ähnlich sind. Eine gewisse Ähnlichkeit besteht auch mit den grünen Granitgneisen und Graniten der Dent-Blanche-Decke.

Rot und grün gefleckter Quarzdiorit (60.07.57)

Im Schliff erweist sich dieses Gestein wesentlich stärker verwittert als man bei mikroskopischer Betrachtung meinen möchte, da der Plagioklas (65–75 %) völlig umgewandelt ist und von einem Gemenge von Epidot, Zoisit, Serizit und Chlorit erfüllt ist (?Andesin). Eine nähere Bestimmung der durchschnittlich etwa 0,7 mm grossen Plagioklase ist deshalb ausgeschlossen. Quarz (15–20 %) tritt in grösseren (bis 1 cm), kataklastischen, undulös auslöschenden Körnern, die oft fleckenweise angehäuft sind, sowie in graphischer und myrmekitischer Verwachsung auf. Der Biotit (5–10 %) ist völlig chloritisiert, hat aber seine Form beibehalten. Mit ihm vergesellschaftet sind akzessorisch Epidot, Orthit, Apatit, Zirkon und Erz.
Struktur: Holokristallin – mittelkörnig, schriftgranitisch.

Zu diesem Typ liess sich auch ein mylonitisches Äquivalent finden, das sich durch stärkere Kataklase und erhöhten Epidotgehalt vom oben beschriebenen Gestein unterscheidet.

Makroskopisch sind diese Gesteine leicht an ihrem leicht grünlichen Plagioklas, dem dunkelgrünen chloritisierten Biotit und vor allem an ihrer fleckigen Rotfärbung zu erkennen. Diese könnte durch Einlagerung von feinsten Ferriten in den Epidot entstanden sein (Cornelius 1935), welcher die Plagioklase umhüllt oder längs Spaltflächen durchdringt. Manchmal wird Epidot so häufig, dass er makroskopisch deutlich ins Auge fällt.

Herkunft: Die rot und grün gefleckten Quarzdiorite zeigen gewisse Ähnlichkeit mit dem Unakit (Albulagebiet) von Cornelius (1935), doch liess sich in unseren Schliffen kein Kalifeldspat nachweisen, der den Unakiten nie fehlt. Andererseits

sind rot-grüne granitische Gesteine als Übergangsglieder zu den Dioriten im Berninagebiet sehr häufig (STAUB 1916, S. 365).

Helle Granite

Wie bei den roten und grünen Graniten finden sich auch bei den hellen Graniten alle Übergänge von weissen zu schwach rötlichen oder leicht grünlichen bis zu dunkelgrünen Typen (eigentliche Granodiorite). Während die Rosafarbe des Gerölls 60.08.190 auf den rötlichen Kalifeldspat zurückzuführen ist, stammt die grünliche Farbe anderer Arten vom erhöhten Gehalt an saussuritisiertem Plagioklas, welcher so hoch sein kann, dass das Gestein als Granodiorit (Schliff 61.08.25) zu bezeichnen wäre. Nach dem Vorschlag von TUTTLE & BOWEN (1958) bezeichnen wir aber auch solche Gesteine als Granite s. l. Die rötlichen Typen finden sich vorwiegend als porphyrartige Granite mit mikrogranitischer Grundmasse (Mikrogranite nach WILLIAMS et al. 1958), während die grünlichen sowohl als Mikrogranite (Schliff 61.08.27) wie auch als fein- und gleichkörnige Granite (Schliff 61.08.23) auftreten. Manchmal führen sie sehr gut gegitterten Mikroklin und weisen prachtvolle myrmekitische und schriftgranitische Verwachsungen auf. Von den zahlreichen in die Gruppe der hellen Granite reichenden Gesteine greifen wir als typische Vertreter einen weissen und einen schwach rötlichen Typ heraus.

Weisser Granit (60.07.36)

Als Hauptbestandteile treten Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas auf. Der Kalifeldspat ist selten frisch, sondern meistens mikroperthitisch und voll von Umwandlungsprodukten (Serizit ?Kaolin) und feinsten Einschlüssen (Erz). Plagioklas (Oligoklas) ist wenig zersetzt, aber auch voller kleinster Einschlüsse und manchmal ohne Zwillingslamellen. Beide Feldspäte enthalten tropfenförmigen Quarz. Der Quarz löscht stark undulös aus und die Körner verzahnen sich gegenseitig. Teilweise tritt er auch als Mörtelquarz auf. Reichlich vorhanden ist Muskowit (3–5 %), mit Quarz- und Feldspateinschlüssen, welche ihm ein löcheriges Aussehen verleihen. Er weist sogenannte «battleship»-Enden auf. Zirkon, Apatit, Titanit und ein rötliches Eisenerz treten als Akzessorien auf.

Struktur: Holokristallin – feinkörnig.

Textur: leicht gneissartig.

Hell-rötlicher Mikrogranit (60.08.190)

Hauptgemengteile sind Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas. Alle treten sowohl als Einsprenglinge wie auch in der feinkörnigen Grundmasse auf. Als Einsprengling wird Quarz 3–4 mm gross, während er in der Grundmasse im Mittel 0,3–0,5 mm nicht übersteigt. Die grossen Körner sind gut idiomorph und voll feinster Einschlüsse; er umschliesst auch kleine Körner von Kalifeldspat. Kalifeldspat hat in der Grundmasse dieselbe Korngrösse wie der Quarz, als Einsprengling wird er jedoch 5–7 mm gross. Meistens ist er stark perthitisch, manchmal mit Tendenz zu Schachbrettalbit. Häufig schliesst er kleine Körner von Plagioklas und Quarz ein oder ummantelt grössere Plagioklasleisten. Sehr schön sind die graphischen Verwachsungen mit Quarz und die an der Grenze zum Plagioklas auftretenden Myrmekite. Zudem ist der Kalifeldspat voll kleinster Einschlüsse, welche ihm bei einfach polarisiertem Licht die bekannte bräunliche Farbe verleihen. Selten ist Mikroklin noch an seiner Gitterung erkennbar. Beim Plagioklas, welcher vor allem als Einsprengling völlig idiomorph ist, dürfte es sich um Oligoklas handeln. Er ist jedoch zersetzt und voller Umwandlungsprodukte. Grüner Biotit, Zirkon und Erz treten als Akzessorien auf.

Struktur: Holokristallin – porphyrartig mit feinkörniger Grundmasse.

Herkunft der hellen Granite: Diese alkalireichen, weissen und schwach rötlichen oder grünlichen Granite passen ausgezeichnet in die Vergesellschaftung, wie man sie in der Bernina-Decke findet (STAUB 1916, z. B. S. 365).

Hornblendediorit (61.08.44)

Die Hauptgemengteile sind unfrischer Plagioklas (50 %) und braungrüne Hornblende (40 %). Der in idiomorphen 0,5–2 mm langen Leisten vorhandene Plagioklas ist völlig saussuritisiert, so dass die Zwillingslamellierung kaum mehr erkennbar ist. Es dürfte sich indessen um Oligoklas-Andesin gehandelt haben. Die hypidiomorphe, kurzsäulige bis 3 mm grosse braungrüne Hornblende tritt vorwiegend nesterweise auf, wobei sie dann meist etwas unregelmässig begrenzt ist. Manchmal enthält sie einen Kern von diopsidischem Augit und umschliesst oft ganz oder teilweise Feldspäte, Biotit, Erz und zahlreiche kleine Apatitkörner, was ihr ein siebartiges Aussehen und dem Gestein eine subophitische Struktur verleiht. Der hypidiomorphe Biotit (3 %) mit vielen Einschlüssen (Apatit) ist vollständig zersetzt. Die letzten Zwickel werden von unregelmässigem, eckig begrenztem Quarz (3 %) ausgefüllt. Chlorit, Epidot, Zoisit, Serizit und Kalzit treten als Umwandlungsprodukte vornehmlich des Plagioklases, Erz und Apatit als Akzessorien auf.

Struktur: Holokristallin – mittelkörnig, subophitisch.

Herkunft: Das Gestein zeigt im Handstück und mikroskopisch grosse Ähnlichkeit mit quarzführenden Dioriten, wie sie von CORNELIUS (1935) aus der Bernina-Decke beschrieben werden. Im Anstehenden wie in der Nagelfluh finden sich auch feinkörnigere Varietäten.

Gabbro

Leider fanden wir in der untersuchten Nagelfluh keine typischen Gabbros, welche offenbar sehr selten sind. SPECK (1953) führt diese auch von ihm beobachtete Tatsache auf das Vorherrschen der effusiven Facies (Spilite) und dadurch bedingtes primäres Zurücktreten der Gabbros (intrusive Facies) zurück.

Sicher sind Gabbros aber auch in der Napfnagelfluh vorhanden, werden doch von LIECHTI (1928) einige beschrieben.

b) *Vulkanite*

Rhyolithe (Quarzporphyre)

Roter Rhyolith (60.08.101)

Die im frischen Bruch rotviolette dichte Grundmasse erweist sich unter dem Mikroskop als feine Masse aus ca. 0,01 mm grossen Quarz- und Feldspatkörnern. Mit ihnen vergesellschaftet sind feinste Serizit- und Chloritschüppchen, Erz und Orthit. Selten ist Plagioklas an seiner Zwillingslamellierung sicher erkennbar.

Als Einsprenglinge treten Quarz, Kalifeldspat und Albit auf. Der Quarz, in prächtigen hexagonalen oder prismatischen Durchschnitten, ist voll kleinster Einschlüsse und löscht stark undulös aus. Die bis 5 mm grossen Individuen zeigen zahlreiche Resorptionsbuchten, welche nun von der Grundmasse erfüllt sind. Der Kalifeldspat ist ebenfalls idiomorph. Meistens ist er mikroperthitisch oder geht (seltener) durch Albitisierung in Schachbrettalbit über. Albit ist schwach serizitisiert. Das Gestein ist von 1–2 mm breiten Klüften durchsetzt, welche mit Epidot-Orthit, Quarz und Feldspat ausgeheilt sind.

Struktur: Holokristallin – porphyrisch mit feinkörniger Grundmasse.

Grüner Rhyolith (61.08.26)

In einer feinstkörnigen Grundmasse liegen Einsprenglinge, die im Gegensatz zu oben beschriebenem Rhyolith selber eine Korngrössenvariation von 0,2–4 mm aufweisen. Als Einsprenglinge liegen wieder Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas vor. Quarz ist hypidiomorph mit vielen Resorptionsbuchten und enthält viele kleinste Einschlüsse. Zudem ist er von zahlreichen Rissen durchsetzt und löscht undulös aus. Meist ist der Kalifeldspat stark serizitisiert; die selteneren frischen Körner sind mikroperthitisch oder als Schachbrettalbit ausgebildet. Plagioklas ist hypidiomorph und fast durchwegs umgewandelt. Daher ist eine genauere Bestimmung mikroskopisch

nicht mehr möglich. Akzessorisch treten völlig chloritisierter Biotit, Zirkon, Apatit und Erz auf. Epidot, selten mit Orthit ist nesterartig angehäuft, eventuell als Umwandlungsprodukt eines anderen Minerals. Serizit, Chlorit und Epidot-Klinozoisit sind Umwandlungsprodukte der Feldspäte.

Struktur: ?Holokristallin – porphyrisch mit feinstkörniger Grundmasse.

Herkunft der Rhyolithe: Sehr ähnliche zur Bernina-Decke gehörende Quarzporphyre stehen an der Diavolezza und im Val d'Arlas an (STAUB 1916, S. 366), worauf bereits SPECK (1953) aufmerksam gemacht hat.

Die Ophiolithe

«Grüngesteine» aller Art treten in der Napfnagelfluh vor allem mit Beginn des Luzerner Sandsteins in Erscheinung und erreichen ein Maximum (20 % aller Komponenten > 16 mm) in den Konglomeraten der Mergelzone an der Basis der Napf-Schichten.

Trotz der neueren Arbeiten von VUAGNAT (1946, 1952) und GRUNAU (1945) ist die Nomenklatur dieser Gesteine noch nicht befriedigend gelöst. Wir halten uns daher mit SPECK (1953) an den in der Molasseliteratur für makroskopisch dichte, massige grüne bis grün und rot gefärbte Ophiolithe üblichen Namen Spilit, wobei viele dieser Gesteine auch Spilite im Sinne VUAGNATS sein dürften. Die Bezeichnung Diabas ist mehrdeutig (GRUNAU 1945) und daher zu vermeiden. Die basischeren Arten unserer porphyrischen Spilite dürften hingegen der Gruppe der «andésites riches en produits d'altération calciques» von VUAGNAT (1952) nahekommen.

Die Strukturen dieser Gesteine wurden von VUAGNAT (1946, 1952) ausführlich beschrieben, dessen Bezeichnungen wir bei unseren Dünnschliffbezeichnungen übernahmen.

Spilit (60.08.164)

Dieses Gestein entspricht der normalen Facies der Spilite: grün, massig und dicht. Das Schliffbild zeigt einen Filz von durchschnittlich 0,4 mm langen Feldspatleisten mit arboreszenter Struktur, Chlorit, Serizit, Leukoxen und Kalzit. Chlorit und Kalzit treten auch mandelsteinartig als Hohlraumfüllungen auf. Die sauren Plagioklase (?Albit/Oligoklas) sind stark zersetzt und nicht mehr näher bestimmbar.

Struktur: Feinkörnig – arboreszierend.

Variolitischer Spilit (61.08.32)

Wenige kleine bis maximal 1 mm grosse chloritisierte Plagioklase (Albit/Oligoklas) liegen in einer feinen arboreszenten bis variolitischen Grundmasse. Die variolitische Struktur, welche durch sphärolithische Anordnung feinster Plagioklasleisten entsteht, ist nur nesterartig deutlich ausgebildet, und die Variolen sind nicht grösser als 0,2 mm. Deshalb sind sie makroskopisch hier nicht erkennbar. Neben dem Feldspat (Albit) enthält die Grundmasse als Zwickelfüllung zwischen den Feldspatleisten Leukoxen, Epidot, Kalzit, Erz und vor allem Chlorit und viel mikrokristallinen Quarz.

Struktur: Leicht porphyrisch mit feinkörniger arboreszenter bis variolitischer Grundmasse.

Porphyrische Spilite

Neben den feinkörnigen Spiliten (vgl. Schliff 60.08.164) stellen porphyrische Ophiolithe, die in einer dunkel- bis lichtgrünen Grundmasse Plagioklaseinsprenglinge von bis 1 cm Länge führen, die am stärksten vertretene Gruppe innerhalb

unserer Grüngesteine dar. Als Beispiel möge die folgende Dünnschliffbeschreibung dienen (61.08.42):

In einer intersertalen bis arboreszenten Grundmasse liegen bis 5 mm grosse Plagioklaseinsprenglinge. Sie sind stark zersetzt, die Zwillingslamellierung ist aber noch erkennbar. Ihr optisches Vorzeichen (+) und das Fehlen von Zonarbau weist eher auf die sauren Endglieder der Plagioklasreihe (Albit/Oligoklas). Auch die kleineren, durchschnittlich 0,5 mm grossen, schlanken Albitleisten sind zersetzt und bilden mit reichlich Epidot (Pistazit), Chlorit und Leukoxen die grünliche Grundmasse. Auf Klüften treten Kalzit, Epidot, Chlorit und Albit auf. Chlorit findet sich auch pseudomorph nach ?Hornblende.

Struktur: Porphyrisch mit intersertaler bis arboreszenter Grundmasse.

Die Grundmasse, welche auffällig viel Pistazit enthält, kann feinkörniger werden und dann schöne arboreszente Struktur zeigen (Schliff 61.08.45). Öfters wird ein goldgelbes phyllosilikatisches Umwandlungsprodukt beobachtet (?Iddingsit).

Spilitbreccie (61.08.47)

Makroskopisch erkennt man bis 3 oder sogar 4 cm grosse, eckige grünliche Komponenten, welche durch einen tiefroten Zement von fluidalem Gefüge verkittet werden.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Komponenten als Spilite von intersertal-arboreszenter Struktur. Die Plagioklaskriställchen (Albit/Oligoklas) von maximal 0,4 mm sind teilweise zersetzt und von Pistazit, Chlorit und Leukoxen begleitet. Daneben treten bis 3 mm grosse zersetzte Plagioklaseinsprenglinge auf, die sich nicht mehr näher bestimmen lassen. Auf kleinen Klüften finden sich noch Quarz, Kalzit und Oligoklas. Das rötliche Bindemittel ist ein Eisenoxyd oder -hydroxyd (?Hämatit).

Saure grüne Effusivbreccie (60.08.184)

In den Napf-Schichten fanden wir eine seltsame grüne Breccie, die in einer mikro- bis kryptokristallinen Grundmasse spilitische Komponenten führt, sowie neben kleinen zahlreiche grosse Quarze (max. 3–4 mm) und Feldspäte enthält; in der Grundmasse liessen sich nur Quarz, Chlorit, Kalzit, Leukoxen und Erz sicher nachweisen. Der Quarz ist teilweise hypidiomorph, aber auch eckig, und weist deutliche Resorptionsbuchten auf. Meistens ist er zerbrochen, und die Spalten sind mit Grundmasse oder Kalzit ausgefüllt. Fast alle Feldspäte sind serizitisiert und nicht mehr bestimmbar. Vermutlich handelte es sich aber zum grössten Teil um Alkalifeldspäte. Sicher erkennt man noch einige frische mikroperthitische Kalifeldspäte und weniger zersetzte Plagioklase. Biotit ist völlig chloritisiert. Akzessorisch treten Epidot, Apatit und Zirkon auf.

Dieses Gestein ist sicher eine Effusivbreccie, über deren Herkunft wir aber nichts aussagen können; denn trotz eifrigen Suchens in der Literatur und vor allem in den verfügbaren Vergleichssammlungen liess sich kein ähnliches Gestein finden.

Zeitliche Verbreitung und Herkunft der Ophiolithe in der Nagelfluh

Die Frage nach dem ersten Auftreten von Ophiolithgeröllen, nach ihrer zeitlichen Verbreitung in der Nagelfluh und nach ihrer Herkunft ist bereits von Speck (1953) ausführlich beleuchtet worden. Vuagnat (1944b) stellt fest, dass die stampischen Nagelfluhschichten frei von Ophiolithen sind. Schon innerhalb des Altdorfer-Sandstein-Komplexes begann sich eine Entwicklung in bezug auf den prozentualen Anteil der Ophiolithe abzuzeichnen. Während der untere Altdorfersandstein reich an Spiliten ist, nehmen diese gegen das Hangende ab und fehlen bereits im Gruontalkonglomerat gänzlich (Vuagnat 1944a, Styger 1961). Ihr

erneutes Auftreten im Burdigalien bringt VUAGNAT (1944b) mit der Transgression des Burdigalienmeeres in Verbindung. Dies konnte aber von SPECK (1953) deutlich widerlegt werden; denn in der Ostschweiz treten die ersten Ophiolithe in der Kronbergzone (HABICHT 1945, SPECK 1953) und in der Gäbriszone (RENZ 1937b) im oberen Aquitanien auf. Ganz analoge Verhältnisse treffen wir im Napfschuttfächer an, wo die Ophiolithe im Stampien fehlen (FRÖHLICHER 1933, HOLLIGER 1954) und erst in der obersten Granitischen Molasse in Erscheinung treten. Im Rigifächer fanden ESCHER-HESS (1907), RENZ (1937a), SPECK (1953) und im Blumenfächer BECK (1911) einige seltene Ophiolithgerölle. Auch in der Nagelfluh des Mont-Pèlerin (TRÜMPY & BERSIER 1954) scheinen typische Spilite zu fehlen. Vermutlich nimmt vom Burdigalien an der Ophiolithgehalt in den meisten Schuttfächern zu (FRÜH 1888, CADISCH 1923, RENZ 1937b, GEIGER 1943, TANNER 1944). Im Falle der Napfnagelfluh kann jedoch keine deutliche Zunahme der Ophiolithgerölle während des Miocäns beobachtet werden (Fig. 5). Einzig die Mergelzone des Tortonien ist durch einen überdurchschnittlich hohen Gehalt an Ophiolithen (max. 20 % aller Gerölle $>$ 16 mm gekennzeichnet). Die Zahl von 200 Geröllen, die wir für eine Zählung verwendeten, ist jedoch viel zu gering, um bei einem so kleinen prozentualen Anteil, den die Ophiolithe meistens ausmachen, einen möglichen Trend festzustellen.

Wenn wir nun nach der möglichen Herkunft unserer Spilitgerölle forschen, so können wir uns bereits auf SPECK (1953) stützen, der zeigte, dass diese Gerölle nicht tiefer als hochpenninischer Abkunft sein können. Denn die intersertalen, arboreszenten und variolitischen Strukturen sind – wenn überhaupt ursprünglich vorhanden – in den tieferen Deckeneinheiten durch die Metamorphose verwischt worden, wie wir uns selber an Schliffen aus der Sammlung NABHOLZ überzeugen konnten. Nach STREIFF (1939) fehlen den Ophiolithen der Suretta-Decke noch alle erwähnten Strukturen. Sie finden sich erst in der darüber folgenden Martegnas- und Curvèr-Serie (Platta-Decke). Die intersertalen, variolitischen und arboreszenten Ophiolithe und Ophiolithbreccien treten dann wieder in der Aroser Schuppen-Zone (GRUNAU 1947), in den Iberger Klippen und in der Simmen- und Breccien-Decke auf (VUAGNAT 1943, 1944c, GRUNAU 1945, ARBENZ 1947). Auf Grund der Dünnschliffbeschreibungen in den zitierten Arbeiten, sowie durch Vergleiche von Schliffen und Handstücken aus den Sammlungen GRUNAU und ARBENZ konnten wir uns von der ausserordentlichen Ähnlichkeit unserer in der Nagelfluh aufgesammelten Spilite mit denjenigen der Aroser Zone, der Simmen- und Breccien-Decke überzeugen. Hier wie dort finden sich als typische Gesteine porphyrische, arboreszente, intersertale und variolitische Spilite und Spilitbreccien begleitet von Radiolariten und Aptychenkalken. Nur sind in den Grüngesteinen der Nagelfluh die Feldspäte meist weniger frisch als diejenigen der im Rückland anstehenden Gesteine.

Obschon in den Alpen die Vergesellschaftung Variolit-Spilit eine weite Verbreitung hat, ist die variolitische Facies in der Nagelfluh selten. Wir führen dies auf die verhältnismässig leichte Verwitterbarkeit der Variolite zurück, welche nach freundlicher Mitteilung meines Studienkollegen K. MEYER bereits im anstehenden wahrgenommen werden kann. CADISCH (1923) führte das völlige Fehlen der Amphibolite und Serpentine in der Nagelfluh auf die geringe Resistenz bei der Verwitterung und beim Transport zurück. Da aber vor allem die Amphibolite sehr widerstandsfähig

sind, muss eher angenommen werden, dass sie im Einzugsgebiet nicht vorhanden waren.

Wir werden kaum fehlgehen, wenn wir an dem von STAUB (1922) postulierten penninischen Leitwert der Ophiolithe festhalten und unsere Ophiolithgerölle im penninisch-ostalpinen Grenzraum beheimaten; denn das tiefere Penninikum kommt nach den obigen Ausführungen als Lieferant nicht mehr in Frage.

Dabei spielt es für unser Problem keine wesentliche Rolle, ob wir mit CADISCH (1953) die Aroser Schuppen-Zone und mit ihr die Simmen- und Breccien-Decke als unterostalpin und die Platta-Decke als hochpenninisch auffassen, oder wie STREIFF (1962) die Aroser Zone zusammen mit der Platta-Decke zum Hochpenninikum rechnen, wie dies bereits R. TRÜMPY (1960) getan hat, als er die alte Ophiolith-Decke, welche die Platta-Decke und die Aroser Zone als ihre östlichen Äquivalente umfassen würde, wieder aufleben liess. Auf jeden Fall kommen die Spilite mit grosser Wahrscheinlichkeit aus dem penninisch-ostalpinen Grenzraum. Sie lassen aber keinen Schluss zu, aus welcher bestimmten Einheit sie stammen. Wir wollen erst weiter hinten unter Berücksichtigung aller Gerölle versuchen, das Erosionsgebiet im direkten Rückland der Napf-Schüttung tektonisch zu beheimaten.

c) *Metamorphite*

Die metamorphen Gesteine sind in den untersuchten Konglomeraten vor allem durch Quarzite vertreten, welche bis 17 % aller Komponenten stellen. Wir ziehen es jedoch vor, sie gemeinsam mit den sedimentären Komponenten zu beschreiben. Weitaus seltener sind Gneise und äusserst spärlich sind schiefrige Gesteine zu finden. Durch Beschreibung einiger typischer Vertreter und mit wenigen Ergänzungen soll wiederum versucht werden, die Variationsbreite der metamorphen Gesteine zu erfassen.

Wie die folgenden Beschreibungen unter Vorwegnahme ihres Resultats zeigen, sind diese Gesteine wenig charakteristisch, und daher erscheint uns schon der blosse Versuch einer genaueren tektonischen Beheimatung illusorisch.

Die beschriebenen Gneise gehören zu den atypischen Geröllen der Nagelfluh, finden sich doch ähnliche Gesteine in verschiedenen tektonischen Einheiten (z. B. Tessiner-Decken, Dent Blanche- und Bernina-Decke usw.).

Gneise

Die Gneise reichen von hellen, an Alkalifeldspat reichen Typen bis zu dunkleren, grünlichen, basischeren Arten (Schliff 61.08.30). Die an Alkalifeldspat armen Gneise führen meistens völlig saussuritisierten Plagioklas und Granat (Schliff 61.08.31). Die Struktur kann porphyroblastisch, porphyroklastisch oder granoblastisch sein.

Zweiglimmergneis (60.08.210)

Quarz und Feldspat bilden die Hauptgemengteile, neben welchen Biotit noch reichlich auftritt. Quarz findet sich in rissigen Körnern von 0,1–0,3 mm Länge, die voll kleinster Einschlüsse sind und stark undulös auslöschen. Die Kalifeldspatkörner im Grundgewebe sind von derselben Grösse wie Quarz und sind fast durchwegs mikroperthitisch. Daneben tritt Kalifeldspat aber auch porphyroblastisch auf, wobei er oft fast völlig in Schachbrettalbit umgewandelt ist. Biotit liegt teilweise in gut ausgebildeten braunen Schuppen vor, die gerundete Zirkone mit pleochroitischen

Höfen, Apatit und Erz enthalten. Häufig findet man ihn nesterweise gehäuft und manchmal verbogen oder ausgebleicht. Muskowit und Plagioklas sind selten anzutreffen.

Struktur: Holokristallin – porphyroblastisch mit feinkörnigem Grundgewebe und Gneistextur.

Granitgneis (60.08.215)

Als Hauptgemengteile treten Kalifeldspat und Quarz, entweder als Porphyroblasten von 1–2 mm Grösse oder im feinkörnigen granulierten Grundgewebe auf. Der stark mikroperthitische Kalifeldspat geht manchmal in Schachbrettalbit über, wobei die porphyroblastischen Individuen hypidiomorphen Habitus aufweisen. Selten sind Karlsbaderzwillinge anzutreffen. In jüngeren Adern, welche die Kalifeldspäte durchschlagen, kommt Albit vor. Die Quarzporphyroklasten, welche augenartig auftreten, sind bereits granuliert, wobei die Granulierung im Korn gegen den Rand zunimmt und damit ein fliessender Übergang zum Grundgewebe entsteht. Saurer hypidiomorpher Plagioklas mit deutlicher Zwillingslamellierung ist ziemlich selten. Das granulierte und rekristallisierte Grundgewebe besteht aus kleinen, maximal 0,1 mm grossen, sich verzahnenden Quarzkörnern und Feldspäten. Partienweise sind die Körner deutlich gelängt. Der Quarz löscht stark undulös aus. Akzessorisch treten ein grünlicher Muskowit (?Phengit), Epidot-Orthit, Zirkon, Apatit und Erz auf.

Struktur: Holokristallin – porphyroblastisch und porphyroklastisch mit feinkörnigem Grundgewebe.

Im Handstück wird die ausgeprägt flaserige Paralleltextur durch den stark grünen, in Lagen auftretenden Glimmer hervorgerufen.

Heller Granitgneis (60.08.185)

Quarz, Plagioklas und wenig Kalifeldspat bilden in Form von 0,2–1 mm grossen Körnern die Hauptgemengteile. Die xenomorphen, kataklastischen Quarzkörner löschen undulös aus und sind verzahnt. Plagioklas tritt entweder in frischen hypidiomorphen Leisten oder in allotriomorphen, leicht saussuritisierten Körnern auf, die keine oder bloss noch eine undeutliche Zwillingslamellierung zeigen. Es scheint sich um Oligoklas/Albit (10–15 % An) zu handeln. Der leicht perthitische Kalifeldspat ist deutlich weniger häufig als der Plagioklas. Akzessorisch finden sich Epidot, Orthit, Muskowit, Chlorit, Zirkon und Erz. Orthit bildet den Kern von Epidotaggregaten. Der leicht grünliche Muskowit ist lagenweise angeordnet und betont so die Paralleltextur.

Struktur: Holokristallin – granoblastisch, feinkörnig.

Biotit-Chloritschiefer (61.08.36)

Das im Handstück dunkelgrüne, dichte, schiefrige Gestein löst sich unter dem Mikroskop in ein feinkörniges Gemenge von undulösem Quarz, Feldspat und Chlorit auf. Der Feldspat ist wahrscheinlich Albit. Die mittlere Korngrösse des Quarzes und des Feldspats beträgt etwa 0,04 mm. Alternierend wechseln bis 1–2 mm mächtige chloritfreie Quarz/Feldspatlagen mit chloritreichen Lagen. Meist sind die chloritfreien Lagen aber etwas gröber im Korn. In den chloritreichen Lagen schwimmen die Quarz- und Feldspatkörner in einem Grundgewebe von Chlorit und Biotit. Mit dem Chlorit sind feinste Biotite vergesellschaftet, welche allmählich in die grösseren Chlorite übergehen. Daneben treten aber auch grössere dunkelbraune Biotitblättchen auf. Epidot-Orthit ist vor allem in den chloritreichen Partien verbreitet. Epidot, Orthit, Zirkon und Erz finden sich akzessorisch.

Struktur: Holokristallin – feinkörnig.

Textur: Die schiefrige Textur wird durch die parallel angeordneten Biotite und Chlorite und durch die Quarz-Feldspatlagen hervorgerufen.

2. Sedimentäre Komponenten

Permo-Trias

Bei den Gesteinstypen, die wir in die Permo-Trias stellen, handelt es sich makroskopisch um Quarzite, einesteils in dichter bis feinkörniger Ausbildung von schwar-

zer, rötlicher, bräunlicher oder grünlicher Farbe, andernteils in konglomeratischer Ausbildung. Nach dem mikroskopischen Befund kann jedoch eine vierfache Unterteilung in quarzitische Sandsteine (Buntsandstein), Arkosen, konglomeratische Quarzite (Verrucano) und eigentliche Quarzite vorgenommen werden.

Nach NIGGLI (1852) sollte der Name Quarzit für metamorphe Quarzsandsteine reserviert werden. Oft ist es jedoch schwierig, wenn nicht unmöglich, zu entscheiden, wo die Diagenese aufhört und die Metamorphose beginnt! Wir bezeichnen daher als Quarzite Quarzsandsteine mit sich verzahnenden und oft gelängten Quarzkörnern. Es sei beigefügt, dass die Sedimentärquarzite makroskopisch leicht von den Gangquarzen unterschieden werden können, da sie eine körnige Struktur aufweisen und die Gangquarze meistens Karbonat- oder Nebengesteinseinschlüsse führen. Die Ölquarzite werden im Zusammenhang mit den Flyschgesteinen besprochen.

Die Quarzite s. l. sind in der Napfnagelfluh sehr häufig, ja geradezu für sie typisch (SPECK 1953). Sie stellen maximal 17 % aller Komponenten > 16 mm. Sie treten bereits im Stampien auf (FRÖHLICHER 1933, HOLLIGER 1954) und behaupten sich bis in die jüngsten Schichten unserer Nagelfluh (Fig. 5). Innerhalb der Gruppe überwiegen die eigentlichen Quarzite, während Arkosen, quarzitische Sandsteine und konglomeratische Quarzite seltener zu finden sind.

Wir beschreiben nun zuerst das Schliffbild einiger typischer Vertreter dieser Gruppe und kommen dann anschliessend auf ihre Herkunft zu sprechen.

Buntsandstein (61.08.33)

Das rötliche, quarzitische, kaum 20 cm grosse Geröll gleicht bereits makroskopisch dem alpinen Buntsandstein, der bekanntlich in stets ähnlicher lithologischer Ausbildung in den ostalpinen und hochpenninischen Decken vorkommt.

Das Gestein besteht zu etwa 90 % aus Quarz und enthält daneben etwas Kalifeldspat und mikrokristalline Quarzkomponenten. Der Quarz ist voller feinster Einschlüsse und löscht undulös aus. Die Körner grenzen lückenlos aneinander, meist nur durch eine dünne Serizithaut getrennt. Dies kommt durch sekundäres orientiertes Weiterwachsen der Quarze zustande. Die ursprüngliche Kornform ist an Flüssigkeitseinschlüssen oder eingeschlossenen Serizithäuten bei den meisten Körnern sehr deutlich erkennbar, wobei vor allem die gute Rundung der ursprünglichen Körner auffällt. Dieser quarzitähnliche Sandstein ist als eigentlicher Kristallsandstein (NIGGLI 1952, S. 218) zu bezeichnen.

Ein völlig identisches Gestein aus dem Buntsandstein der Aroser Schuppenzone zeigte mir mein Studienkollege K. MEYER, so dass wir kaum fehlgehen, wenn wir das beschriebene Geröll dem Buntsandstein zuweisen.

Arkose (60.07.31)

Makroskopisch würde man das Gestein als hellgrünlichen Quarzit bezeichnen. Im Schliffbild erkennt man aber, dass Feldspat- und Quarzkörner annähernd im gleichen Verhältnis vorliegen, so dass das Gestein eine Arkose ist. Die Körner von durchschnittlich 0,15 mm berühren sich selten direkt, sondern liegen frei in der serizitisch-chloritischen Matrix oder sind mindestens durch einen dünnen Film von Matrix voneinander getrennt. Nur die kleinsten zur Matrix gehörenden Körner zeigen quarzitartige Verzahnung.

Die Quarzkörner sind nach POWERS (1953) subrund-subangular. Sie löschen meistens undulös aus und enthalten zahlreiche feinste Einschlüsse. Seltener treten Körner von mikrokristallinem Quarzit auf.

Der Feldspat ist meist ein frischer Kalifeldspat. Plagioklase, die noch die Zwillingslamellierung erkennen lassen, sind selten. Neben den frischen Feldspäten treten aber zahlreiche stark serizi-

sierte Individuen auf, welche sich dann von der Matrix nur noch undeutlich abheben. Akzessorisch kommen Muskowit in gebogenen oder gebrochenen Lamellen, sowie Zirkon und Apatit vor.

Struktur: Feinkörnig, gleichkörnig, subangular-subrund.

Feinkonglomeratischer Quarzit des Verrucano (60.07.54)

Neben den detritischen Quarzen und Feldspäten von 0,3–1,5 mm liegen kleine Gerölle (max. 1 cm) in einer feinkörnigen Matrix. Die gröbsten Komponenten, welche sich durch eine gute Rundung auszeichnen, sind meistens rote Hornsteine oder Quarzite oder seltener Quarz-Feldspataggregate. Die Matrix besteht aus verzahnten kleinen Quarzkörnern (> 0,04 mm) und Serizitschüppchen. Die grossen Quarzkörner sind voller feinster Einschlüsse, löschen undulös aus und verzahnen sich mit den kleinen Körnern der Matrix. Dabei werden die Serizitschüppchen ∓senkrecht zur Kornoberfläche geregelt. Manchmal sind die alten Kornformen noch durch Einschlussringe gekennzeichnet.

Die Feldspäte bilden weniger als 15 % des Gesteins. Es sind relativ frische Kalifeldspäte, wobei Mikroklin manchmal noch an seiner Gitterung erkennbar ist. Plagioklase sind äusserst spärlich vorhanden. Akzessorisch finden sich Zirkon und Erz.

Neben dieser Varietät kommen konglomeratische Quarzite vor, die als Komponenten kleine Quarzporphyrgerölle enthalten, deren idiomorphe Quarze mit Resorptionsbuchten deutlich hervortreten.

Die konglomeratischen Quarzite weisen keine starke Metamorphose auf. Die eindeutig detritischen Körner sind nicht gelängt oder gebrochen, sondern zeigen bloss eine Verzahnung (gegenseitig oder mit der Matrix). Sie stehen daher konglomeratischen Sandsteinen noch sehr nahe.

Diese Gesteine dürfen mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Verrucano zugewiesen werden. Vergleiche mit Schliffen aus den Sammlungen STRECKEISEN, EUGSTER (Silvretta-Decke) und KELLERHALS (Scarl-Decke) bestärken diesen Eindruck, obwohl die Gerölle im allgemeinen weniger metamorph überprägt sind.

Heller feldspatführender Quarzit (63.08.32)

Das im Handstück fast rein weisse Gestein ist ein typischer Vertreter der eigentlichen Quarzite. Die quarzitische Struktur ist bereits ausgeprägt, doch lassen sich alle Übergänge zu Quarzsandsteinen finden (vgl. Sammlung LIECHTI 1928, Schliffe 42–44).

Die Hauptkomponenten sind Quarz- und Feldspatkörner von max. 0,8 mm Länge, die in einer Matrix aus kleinen verzahnten Quarzkörnern liegen. Die grösseren Quarzkörner sind teilweise gelängt, löschen stark undulös aus und sind voller Einschlüsse.

Sie verzahnen sich deutlich mit den kleinen Quarzen der Matrix.

Die Alkalifeldspäte (15–20 %) sind etwas zersetzt und manchmal zerbrochen. Selten ist Mikroklin erkennbar. Kleine Serizit- und Chloritschüppchen schmiegen sich in subparalleler Anordnung den Körnern an.

Neben diesem Typ kommen aber auch karbonatführende Varietäten vor (60.08.178).

Dunkelgrauer quarzitischer Sandstein (60.08.76)

Das dunkelgraue Gestein lässt im Handstück eine deutliche Schichtung erkennen, die durch einen Wechsel von feineren und gröberen Lagen hervorgerufen wird.

Die Verzahnung der Quarze ist in den feinkörnigen Lagen, wo die Körner etwa 0,1 mm gross werden, erkennbar, vor allem deutlich aber in den gröberen quarzreicheren Lagen. Neben der Mörtelstruktur zeigen die Quarze zudem starke undulöse Auslöschung. In den grobkörnigen Lagen treten serizitisierte bis über 1 mm grosse Alkalifeldspäte auf. Die Körner liegen in einer serizitisch-chloritischen Matrix. Das Verhältnis von Körnern zu Matrix ist etwa 3:2. Der in Lagen angeordnete Biotit ist völlig chloritisiert. Akzessorisch finden sich Karbonatrhomboeder mit limonitischem Rand (?Dolomit) und auffallend reichlich Schwerminerale (Zirkon, Apatit, Turmalin, Erz).

Herkunft der Quarzite, quarzitischen Sandsteine und der Arkosen:

Wie oben dargelegt, stammen die rötlichen quarzitischen Sandsteine aus dem Buntsandstein, die konglomeratischen Quarzite und vermutlich auch die Arkose aus dem Verrucano. Genau dieselben Gesteine beschreibt auch SPECK (1953) und weist sie ebenfalls dem Buntsandstein und Verrucano zu. Da Buntsandstein und Verrucano keinen wesentlichen faciellen Veränderungen unterliegen, können die Gerölle keiner bestimmten Decke zugewiesen werden. Wir müssen uns damit begnügen, die ostalpine bis hochpenninische Herkunft für gesichert zu halten.

Was nun die eigentlichen Quarzite betrifft, so sind diese bisher stets dem Penninikum zugewiesen worden (LIECHTI 1928). ALB. HEIM schreibt sogar: «die penninischen Triasquarzite finden sich als Gerölle massenhaft in der Miocännagelfluh des Napfgebietes» und ARGAND (in GERBER 1913) weist sie sogar direkt der Bernhard-Decke zu.

Gegen eine mittelpenninische Abkunft sprechen vor allem das schon sehr frühzeitige Auftreten der Quarzite bereits im Oligocän zu einer Zeit also, wo diese Einheiten kaum schon dem Abtrag freilagen. Eigene Vergleiche mit zahlreichen Schliffen permo-triasischer Quarzite der Bernhard-Deckenstirn aus dem Gebiet zwischen St. Niklaus und Bürchen, die mir mein Studienkollege H. LEU aus seiner Sammlung zur Verfügung stellte, zeigten deutlich den andersartigen Charakter der Quarzite der Bernhard-Decke.

Auf Grund der lithologischen Ähnlichkeiten vermuten wir, entgegen der bisher üblichen Meinung, dass die Quarzitgerölle in die Buntsandsteinserie hineingehören und als helle quarzitische Buntsandsteine zu betrachten wären. Solche Gesteine sind der ostalpinen Schichtfolge keineswegs fremd.

Trias

Dolomite

Dolomite treten in der untersuchten Nagelfluh zahlenmässig meist wenig in Erscheinung. Sie sind, wie fast durchwegs in der Molasse, in den feineren Fraktionen angereichert, durch einen hohen Rundungsgrad und oft durch eine hellgraue Verwitterungsrinde gekennzeichnet. Häufig sind sie von verheilten Klüften durchsetzt.

Wir können zwei Haupttypen unterscheiden, zwischen denen aber alle Übergänge vorkommen: einen zuckerkörnigen hellen oder dunklen Dolomit und einen dichten, grauen Dolomit. Beim Anschlagen macht sich oft ein stinkender Bitumengeruch bemerkbar, und teilweise enthalten sie kleine Mengen Calcit. Die untersuchten Dolomite sind praktisch fossilleer.

Wir werden kaum fehlgehen, wenn wir die Dolomite der Trias zuweisen. Eine weitere Unterteilung in die verschiedenen Dolomitfaciee (Hauptdolomit, Wettersteindolomit etc.) ist infolge der Fossilarmut illusorisch. Innerhalb der verschiedenen in Frage kommenden Faciesräume enthält vor allem die ostalpine Trias mächtige Dolomitablagerungen. Dolomite finden sich aber auch in der Klippen-Decke (GENGE 1958) und in der Breccien-Decke (ARBENZ 1947), wo sie lokal recht mächtig werden können. Auch in den Klippenrelikten östlich des Thunersees stehen Dolomite an und zwar sowohl in den Giswiler Klippen (VONDERSCHMITT 1923) als auch in den Iberger Klippen (QUEREAU 1893). Da wir im Napfgebiet fast keine Breccien

als Gerölle gefunden haben, fällt die Breccien-Decke als Heimat der Dolomite wohl ausser Betracht.

Dichter dunkelgrauer, kalkiger Dolomit (60.08.166)

In einer mikrokristallinen Grundmasse treten nesterartig grössere Karbonatkörner (z. T. als rekristallisierte Fossiltrümmer) und vereinzelte eckige Quarzkörner (max. 0,04 mm), sowie einige Glimmerflitterchen und Erzklümpchen auf. Das Verhältnis von Dolomit zu Kalzit beträgt nach Titration 7:1.

Fossilien: Die meisten Fossilien sind völlig rekristallisiert, erkennbar sind noch *Miliolidae* indet.

Dunkelgrauer, zuckerkörniger Dolomit (62.09.83)

Das Schliffbild dieses reinen Dolomits ist sehr uniform. Die subrhomboedrischen Dolomitkörner grenzen lückenlos aneinander, ohne jegliche Beimischung anderer Komponenten. Fossilien sind keine vorhanden.

Das Gestein entspricht völlig dem zuckerkörnigen Dolomit, wie er von SPECK (1953) auch in der Riginagelfluh gefunden wurde.

Jura

Echinodermenbreccie (60.07.59)

Das rötliche, spätige Gestein enthält einen 5 cm langen Belemnitenkeil und besteht, wie das Schliffbild zeigt, praktisch nur aus organogenem Detritus. In der dichten, bräunlichen, karbonatischen Matrix liegen vereinzelt eckige Quarzkörner. Glaukonit kommt als Füllung von Foramaniferenschalen vor. Das ganze karbonatische Material ist rekristallisiert, so dass die meisten Fossilien nicht mehr spezifisch bestimmbar sind.

Fossilien: Neben zahlreichen Echinodermenplatten, Belemnitenquerschnitten und unbestimmbaren Foraminiferen treten *Spirillina* cf. *liassica* (JONES)[4]) und *Astacolus* auf.

Alter: Wahrscheinlich Lias.

Roter Kalk (60.08.218)

Makroskopisch dichter, violettroter Kalk mit muscheligem Bruch, hellrosa Anwitterung und seltenen Tonhäuten. Unter dem Mikroskop erkennt man zahlreiche Radiolarien in einer feinkörnigen, mit ferritischem Pigment gefärbten Grundmasse. Das Gestein kann als eigentlicher Radiolarienkalk bezeichnet werden.

Alter: ?Lias (?Adnetherkalk).

Kieselkalk (60.08.194)

Makroskopisch dunkelgrauer, spätiger, stark zerklüfteter Kalk mit splittrigem Bruch. Im Dünnschliff erkennt man eine Matrix von mikrokristallinem Quarz, in der vereinzelt grössere eckige Quarzkörner (max. 0,15 mm), kieslige oder karbonatisierte Schwammnadeln und Karbonatkörner vorkommen. Das Karbonat bildet zum Teil schöne Rhomboeder mit limonitischem Rand.

Fossilien: *Gümbelina* indet. sp.

Herkunft: Die meisten Kieselkalke gehören dem Flysch an, doch dürften die grauschwarzen, häufig leicht spätigen Typen dem Lias zuzuweisen sein (Lias in Kieselkalkfazies). Fleckenkalke des Lias konnten keine gefunden werden und auch sicher dem Dogger angehörende Gesteine fehlen.

---

[4]) Herr Dr. W. MAYNC, Bern, hatte die grosse Freundlichkeit, sämtliche in den Gerölldünnschliffen gefundenen Mikrofossilien zu bestimmen, wofür wir ihm auch an dieser Stelle unseren herzlichen Dank aussprechen möchten.

Radiolarite

Neben den rein kiesligen roten und grünen Radiolarienhornsteinen gehören hiezu auch kalkig-kieslige Typen, die manchmal eine deutliche Schichtung zeigen.

Rotbrauner, kalkiger Radiolarit (60.08.203)

Das feingeschichtete Gestein ist praktisch voll von Radiolarien, die völlig kalzitisiert sind. Die Feinschichtung kommt durch den das ganze Gestein durchsetzenden Erzgehalt, der in den verschiedenen Lagen ∓stark angereichert ist, zustande. Die fast dichte Matrix besteht aus dem ferritischen Pigment und mikrokristallinem Quarz.

Aptychenkalk

Da mit den Radiolariten stets die Aptychenkalke vergesellschaftet sind, haben wir natürlich auch nach solchen in der Nagelfluh Ausschau gehalten. Wir konnten aber keinen sicheren Aptychenkalk (d. h. mit Aptychen) finden. Dies darf jedoch nicht erstaunen, hat man doch oft Mühe im Anstehenden solche zu finden.

Wir weisen jedoch ein hellgraues Kalkgeröll (60.07.61) mit muscheligem Bruch und aschgrauer Verwitterungsrinde (Speck 1953) dem Aptychenkalk zu. Der Dünnschliff zeigt eine bräunliche Matrix aus feinsten Kalzitkörnern und darin zahlreiche kalzitische Radiolarien.

Herkunft: Die Vergesellschaftung von Aptychenkalk und Radiolariten tritt erstmals im Oberpenninikum (Platta-Decke, Aroser Schuppenzone), dann aber vor allem im ost- und südalpinen Faciesraum auf. In der Platta-Decke, der Aroser Schuppenzone und der Simmen-Decke treten aber zu dieser Assoziation noch die Ophiolithe hinzu (Cadisch 1953, S. 235). Diese so typische Kombination von Ophiolithen, Aptychenkalken und Radiolariten finden wir nun aber in der Napf-Nagelfluh wieder, so dass wir diese Gesteine am ehesten der Simmen-Decke glauben zuweisen zu dürfen.

Oolithische-onkolithische Kalke

Die gelblichen, grau- bis gelbbraunen, spätigen, oolithischen bis onkolithischen Kalke, deren oolithische Struktur schon makroskopisch gut erkennbar ist, können auf Grund ihrer Fauna (Weiss 1949) und Lithologie dem Oberen Malm (bis Valanginien) der Klippen-Decke zugewiesen werden, eine Auffassung, die bereits von Speck (1953) vertreten wurde. Tristelkalke oder helvetisches Urgon (Schrattenkalk) konnten wir nicht feststellen. Ebenso fehlen bis jetzt in unserer Geröllkollektion die wahrscheinlich vorhandenen pelagischen Malmkalke mit Calpionellen.

Die oolithischen Kalke sind an der Zusammensetzung der Nagelfluh prozentual nur wenig beteiligt (Tab. 4).

Oolithischer Kalk (60.08.80)

Der Dünnschliff zeigt vor allem Aggregate (lumps) von zahlreichen Ooiden, welche von einer unregelmässigen Kruste (?Algen) umschlossen werden. Diese Aggregate von verschiedener Grösse (max. 1 cm) sind von Einzelooiden (max. 0,5 mm), Körnern aus mikrokristallinem Kalkschlamm (micrite) und zahlreichen Fossilresten begleitet. Das Bindemittel ist ein klarer kalzitischer Zement. Die Struktur der Ooide ist kaum mehr erkennbar und schimmert nur noch schwach durch die bräunliche, feinkörnige karbonatische Masse durch (structure grumuleuse).

Fossilien: *Clypeina jurassica* Favre & Richard, *Lituolidae*, *Textulariidae*, *Spirophthalmidium*, kleine Gastropoden.

Alter: Dieses Kalkgeröll kann auf Grund von *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD in den Malm verwiesen werden.

Oolithisch-onkolithischer Kalk (60.08.82)

Das Gestein enthält neben Onkoiden und Ooiden (max. 1 mm) zahlreiche Sandkörner und Fossiltrümmer. Die Ooide haben oft kleine Quarze oder ein winziges Trümmerstück einer Schale als Kern. Sie bestehen, wie die Onkoide, aus bräunlichem, mikrokristallinem Kalzit (structure grumuleuse), so dass ihr Schalenbau nur noch undeutlich ist. Neben den undulös auslöschenden Quarzen finden sich Feldspat- und Quarzitkörner. Dieser silikatische Detritus umfasst ca. 5-10 %. Ein grosser Teil des Kalzits ist rekristallisiert und liegt als klarer Zement vor.

Fossilien: *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Trocholina* cf. *elongata* (LEUPOLD).
Alter: Malm. *Trocholina elongata* (LEUPOLD) reicht jedoch bis in die Unterkreide.

In einem weiteren Schliff eines oolithischen Kalkes (60.08.207) waren *Nautiloculina*, *Textulariella* und *Miliolidae* bestimmbar. Neben den oolithischen Kalken kommen auch Bryozoenbreccien vor (61.08.50), welche möglicherweise ebenfalls in den Malm zu stellen sind.

Kreide

Heller Kalk (60.08.216)

Onkolithische, spätige, graubraune Lagen wechseln mit hellen, dichten Lagen. Erstere bestehen aus zahlreichen bräunlichen Onkoiden von kryptokristallinem Kalzit (structure grumuleuse, micrite), zahlreichen meist unbestimmbaren rekristallisierten Fossiltrümmern (meist Foraminiferengehäuse) und klarem kalzitischem Zement.

Die dichten Lagen haben eine kryptokristalline bräunliche Grundmasse (structure grumuleuse, micrite), in der vor allem Globigerinen und Nadeln (?Rhizopodien von Radiolarien) liegen. Die Nadeln und das Innere der Globigerinen sind mit rekristallisiertem Kalzit gefüllt. Selten tritt *Globotruncana lapparenti tricarinata* auf.

Fossilien: *Globotruncana lapparenti tricarinata*, Globigerinen.
Alter: Obere Kreide.

Herkunft: Die Heimweisung dieser hellgrauen, splittrigen Kalke ist wie SPECK (1953) ausführlich darlegt, eine sehr heikle Angelegenheit und kann vorläufig nicht sicher durchgeführt werden; denn Seewerkalk, Leimernkalk und graue Couches rouges weisen eine sehr ähnliche Petro- und Biofacies auf. Angesichts des Fehlens von Orbulinarien neigen wir am ehesten dazu, dieses Geröll aus den Couches rouges der Klippen-Decke zu beziehen.

Tertiär

Dunkelgrüne Ölquarzite

Die Gruppe der dunkelgrünen Ölquarzite ist bereits von SPECK (1953) treffend charakterisiert worden, so dass wir hier nur nochmals die Hauptmerkmale kurz anführen.

Die Ölquarzite sind leicht kenntlich an der dunkelgrünen Farbe, dem öligen Glanz und muscheligen Bruch. Sehr oft weisen sie einen prismatischen Habitus auf und besitzen eine rötliche Verwitterungsrinde. Es lassen sich alle Zwischenglieder vom quarzitischen Typ bis zum karbonathaltigen, sandsteinähnlichen Endglied finden. Die Ölquarzite sind keine metamorphen Quarzsandsteine und dürften also nach NIGGLI (1952) nicht als Quarzite bezeichnet werden. Als typische Vertreter dieser Gruppe sollen kurz die beiden Endglieder beschrieben werden.

Dichter, dunkelgrüner Ölquarzit (60.08.197)

Als Hauptgemengteile treten Quarz und Glaukonit auf. Der Quarz ist ausgesprochen gleichkörnig (um 0,06 mm), löscht undulös aus und enthält zahlreiche Einschlüsse. Die Quarze verzahnen sich nur selten, da ?Glaukonit als die Körner umhüllendes Pigment auftritt und so die Verwachsung behindert. Daneben kommt Glaukonit vereinzelt auch als Korn vor. Er verleiht dem Gestein die grüne Farbe. Akzessorisch sind chloritisierter Biotit, verbogene oder gebrochene Muskowitlamellen, gerundete Zirkone, Feldspäte und Erz anzutreffen. Glimmer und Glaukonit sind deutlich lagenweise angereichert.

Dunkelgrüner, kalkiger Quarzsandstein (60.08.78)

Im Dünnschliff können deutlich Komponenten (Quarz, Feldspat) von im Mittel um 0,5 mm Grösse und eine Matrix (Quarz, Feldspat, ?Glaukonit, Karbonat) deren Körner um 0,1 mm gross sind, unterschieden werden.

Der Quarz enthält viele Einschlüsse und löscht undulös aus. Manchmal ist er sekundär in gleicher optischer Orientierung weitergewachsen. Quarzitische Struktur (Verzahnung) tritt selten auf, da eine feine chloritische Masse (?Glaukonit) sämtliche Körner – auch diejenigen der Matrix – umhüllt.

Neben den Plagioklasen, welche fast alle stark kalzitisiert sind, kommen auch Alkalifeldspäte vor. Kalzit findet sich dann auch in Form kleiner Körner oder als Zement. Akzessorisch treten Muskowit, Zirkon, Hornstein, Hornblende und Erz auf.

Fossilien: Eine einzige unbestimmbare Foraminifere (*?Globotruncana*).

Herkunft: Die dunkelgrünen Ölquarzite können, da der helvetische Gault als mögliche Quelle ausser Betracht fällt, aus dem eigentlichen Flysch (z. B. Schlierenflysch) oder aus dem Wildflysch stammen. Speck (1953) fand in einem Ölquarzit Nummuliten und bezieht daher die ganze Gruppe aus dem Wildflysch des ultrahelvetisch bis (?penninischen) Faciesraumes. Wenn wir – entsprechend dem obigen Nummulitenfund – ein tertiäres Alter der Ölquarzite annehmen, so kommt natürlich die Simmen-Decke mit ihrem Oberkreideflysch als Heimat nicht mehr in Frage. Da jedoch Fossilien in Ölquarziten sehr selten sind, ist es durchaus möglich, dass diese sowohl aus dem Wildflysch wie dem Kreideflysch der Simmen-Decke stammen können.

Flyschsandsteine

Die Flyschsandsteine sind die am stärksten vertretene Gruppe der Napfnagelfluh (Fig. 5). Obwohl wir zahlreiche Dünnschliffe anfertigten, liessen sich stets nur in den groben Sandsteinen vom Typus des Schlierensandsteins (Schaub 1951) Fossilien finden. Solche grobkörnige Sandsteine, welche er als Schlierensandsteine bezeichnete, fand bereits Kaufmann (1872) in der Napfnagelfluh. Die Schlierensandsteine treten im Querschnitt des Entlebuch schon im Stampien auf (Holliger 1954), wo sie die gröbsten Komponenten sind (ca. 1 m Durchmesser).

Wohl die meisten Flyschgesteine besassen ursprünglich eine graublaue Farbe und haben erst durch die Verwitterung ihren gelbbraunen Aspekt erhalten, welcher nun den meisten Flyschgeröllen eigen ist. Indessen kann die ursprüngliche Farbe bisweilen noch im Kern der Gerölle beobachtet werden.

Die zahlreichen atypischen Flyschsandsteine überwiegen jedoch gegenüber den groben Schlierensandsteinen bei weitem. Man findet alle Übergänge von karbonatarmen kalkigen Sandsteinen bis zu kalkreichen Sandkalken, von grobkörnigen Sandsteinen bis zu Siltsteinen und von Quarzsandsteinen bis zu Arkosen. Auch

glaukonitführende Arten kommen vor, und solche mit mikrokristallinem Quarz können als eigentliche Flysch«quarzite», oder bei höherem Karbonatgehalt, als Kieselkalke bezeichnet werden.

Da es makroskopisch oft sehr schwierig ist, zwischen Kalksandsteinen und Sandkalk oder zwischen Sandkalk und sandigem Kalk zu unterscheiden, haben wir für die Geröllzählungen eine einzige grosse Gruppe aller Flyschgesteine gebildet und nur die Ölquarzite und glaukonitischen Sandsteine gesondert gezählt. Bei besserer Kenntnis der Flyschgerölle wäre es aber sicher von Vorteil, diese grosse heterogene Gruppe weiter aufzugliedern.

Grober Flyschsandstein vom Typus Schlieren (61.08.53)

Quarz, Feldspäte und Quarzit bilden die Hauptgemengteile. Die Körner, welche bis 3 mm gross werden, liegen in einem bräunlichen karbonatischen Zement (20–30 %). Zahlreiche Körner sind gebrochen und die Spalten mit Kalzit ausgeheilt. Quarz löscht undulös aus. Plagioklase und Kalifeldspäte sind zersetzt, doch treten sie selten auch als frische Körner auf. Ein solches konnte als Albit bestimmt werden. Zuweilen sind die Kalifeldspäte perthitisch oder weisen Myrmekitbildung auf. Als Akzessorien kommen Muskowit, Chlorit, Zirkon und Erz vor.

Fossilien: Kleine radiate Nummuliten, die sich im Schliff nicht näher bestimmen lassen.

Organogener Flyschsandstein (61.08.51)

Das Gestein besteht nur zu 10–20 % aus silikatischen Körnern, den Rest bilden vor allem Fossiltrümmer (Bryozoen, Algen, Foraminiferen) und bräunlicher, kryptokristalliner Zement.

Neben undulös auslöschendem Quarz, kommen wenige Quarzit- und Feldspatkörner vor. Fast alle Körner sind voller Spalten, die mit Kalzit gefüllt sind.

Fossilien: Kleine radiate Nummuliten (grösstes Exemplar mit Fraßspuren), Rotaliidae, Bryozoen, Algen.

Alter: Da eine spezifische Bestimmung der Nummuliten im Schliff nicht möglich war, kann das genaue Alter nicht festgelegt werden. Es könnte sich also um Paleocän-Oligocän handeln. Die Abwesenheit von Discocyclinen spricht eher für Oligocän (Brief Dr. Maync 6. 3. 1962).

Die groben Schlierensandsteine, deren Herkunft wohl als unbestritten gelten kann, führen manchmal Komponenten bis 1 cm Grösse. Diese sind meistens Quarzite oder Hornsteine. Seltener werden auch andere Gesteinsbruchstücke (Granite, vulk. Gesteine) gefunden.

Gesteine unbestimmter Herkunft

Gangquarze

Die Gangquarze sind milchige, helle oder seltener schwarze Gesteine, welche sich von den sedimentären Quarziten durch Einschlüsse von Karbonat, Erz oder Nebengestein makroskopisch deutlich unterscheiden. Sie wurden meistens dem Kristallin zugerechnet (Haldemann 1948, Speck 1953, Holliger 1954). Indessen stammen sie zum Teil sicher aus sedimentären Komplexen fanden wir doch zahlreiche Gangquarze, die noch grössere Einschlüsse von einem grauen, sandigen Kalk enthielten. Da aber ein anderer Teil der Gangquarze bestimmt auch dem Kristallin entstammt, haben wir sie als eigene Gruppe ausgeschieden und für die statistische Auswertung weder dem Kristallin noch den Sedimenten zugerechnet.

Dunkle, dichte Kalke

Obwohl in den Zählungen deutlich vorhanden (bis 9 %), können wir diese Kalke, die vermutlich verschiedener Herkunft sind, nicht weiter unterteilen. Meist handelt es sich um dichte Kalke (micrite), seltener um leicht onkolithische. Sie enthalten zahlreiche kalzitisierte Radiolarien und/oder Schwammnadeln, und einmal trafen wir sogar *Gümbelina* an.

Konglomerate

In sehr wenigen Exemplaren fanden wir in den Napf-Schichten und in der Mergelzone an deren Basis bis 10 cm grosse Konglomeratgerölle. Als Komponenten treten sehr zahlreich wohlgerundete, gelbanwitternde, hellgraue kalkige Dolomite auf, daneben kommen fleischrote Radiolarienkalke, rote Kalke voller Schwammnadeln, organogene-onkolithische Kalke, Echinodermenbreccien, Mikrobreccien (täuschend ähnlicher Zusammensetzung wie die klastische Grundmasse), rote und schwarze Hornsteine vor. Die Gerölle berühren sich oft direkt, wobei die bekannten Eindrücke entstehen. Deutlich ist die Rekristallisation der Kalkkomponenten erkennbar, deren Karbonat sich als Zement wieder ausscheidet. Dieser ist jedoch spärlich. Zum Teil liegen die Gerölle in einer feinklastischen, ferritisch imprägnierten Grundmasse, in der vor allem die runden Dolomite und die Hornsteine (Chalcedon) auffallen. Zum Teil hat es den Anschein, dass die Einwanderung der eisenhaltigen Lösungen erst nachträglich erfolgt ist.

Es stellt sich nun die Frage nach der Herkunft dieser Konglomerate, die einer stampischen Nagelfluh äusserst ähnlich sind. Bereits von Studer (1825, S. 130), Kaufmann (1886, S. 391), Liechti (1928) und Holliger (1954) sind sie beobachtet worden. Speck (1953) fand zahlreiche ähnliche Gerölle in der Rigi-Nagelfluh. Er deutete sie als Mocausakonglomerate und benutzte sie als Hauptbeweis, dass ein Teil der Gerölle der Rigi-Nagelfluh aus der Simmen-Decke herzuleiten sei. Zur selben Auffassung gelangte Holliger (1954), der die in der Bäuchlen-Nagelfluh gefundenen Konglomeratgerölle ebenfalls als Mocausakonglomerate bezeichnete.

Obwohl die Zusammensetzung unserer Konglomeratgerölle sehr gut mit denjenigen Specks übereinstimmt, können wir uns auf Grund der drei gefundenen Exemplare nicht entscheiden, ob es sich um ältere aufgearbeitete Nagelfluh oder um Mocausakonglomerate handelt. Auch Herr Professor Pugin[5]), dem wir das beste Exemplar zum Vergleich mit der Sammlung Campana unterbreiteten, konnte sich nicht festlegen. Da er aber seinerzeit ebenfalls die Konglomeratgerölle von Holliger begutachtet und als Mocausakonglomerate bestimmt hat, so scheinen unsere Konglomeratgerölle doch anderer Natur zu sein, als die sicheren Mocausakonglomerate Holligers. Die Möglichkeit, dass unsere Gerölle aufgearbeitete ältere Nagelfluh sind, ist deshalb ziemlich gross.

3. Schlussfolgerungen aus der qualitativen Geröllanalyse

a) *Gesamtdeutung über die Herkunft der Gerölle*

Die auffallendsten Gerölle in manchen Nagelfluhfächern der Schweiz sind die roten und grünen Granite, welche oft recht häufig auftreten. Sie gaben schon früh

[5]) Wir danken Herrn Professor Pugin, Fribourg, für die kritische Begutachtung dieses Gerölls bestens.

Anlass zu verschiedenen Hypothesen über die Herkunft der Nagelfluhgerölle überhaupt.

Während DE SAUSSURE (1796) die Konglomerate des Rigi in den Alpen beheimatet, glaubt er die Gerölle, welche er in der Emme bei Luzern findet, aus dem Norden beziehen zu müssen, weil er in der Ostschweiz bereits ähnliche Gesteine gesehen hatte. Auch STUDER (1825) nimmt in der «Monographie der Molasse» schwarzwäldische Abkunft der Nagelfluhgerölle an, sieht dann aber später doch ein, dass dies unhaltbar ist und stellt daher, vermutlich unter dem Einfluss ESCHERS und BODENS die Theorie vom kristallinen Randgebirge (vindelizisches Gebirge) auf, das den Schutt für die ältere Molasse geliefert haben soll (Geologie der Schweiz 1853).

BECK (1911) leitet die roten und grünen Granite durch Aufarbeitung aus seiner Habkern-Decke ab, da er an der Blume bei Thun Gerölle vom Typ des Habkerngranits gefunden hatte. Wir müssen uns hier jedoch der Ansicht von FRÜH (1888) anschliessen, der von der «Iller bis zum Entlebuch» nie einen Granit mit dem für die Habkerngranite typischen öligen, gelben Quarz gefunden hatte. Heute wissen wir, dass die Habkerngranite nur im Flysch und nicht in der Molasse vorkommen. Die meisten Autoren beziehen die Gerölle aus weiterer Ferne, entweder aus SE oder aus dem Süden. EBEL (1808) leitete die exotischen Granite und Rhyolithe aus den Südalpen her, da tatsächlich eine nicht zu leugnende Ähnlichkeit mit dem Bavenogranit und den Luganeser Quarzporphyren besteht. Auch FRÜH (1888) beheimatet diese Gerölle teilweise im Gebiet von Lugano. Lithologische Vergleiche unserer Granitgerölle mit dem Baveno- und dem Bergellergranit zeigten, dass wohl eine Ähnlichkeit, aber keine Übereinstimmung besteht. Zudem tritt in den Südalpen die für unsere Nagelfluh so typische Vergesellschaftung von roten und grünen Graniten nicht auf.

Der Wahrheit am nächsten kommt wohl die These von der unterostalpinen Herkunft der roten und grünen Granite, die vor allem von CADISCH (1923, 1927) vertreten worden ist. Unsere eigenen Untersuchungen (vgl. S. 344 ff.) unterstützen diese Auffassung, stimmen doch die roten und grünen Granite und Rhyolithe der Nagelfluh oft bis ins mikroskopische Bild mit denjenigen des Err- und Berninagebiets überein. So ist beispielsweise der Orthit, der in den Geröllen häufig vorkommt, in den Tiefengesteinen des Err-Berninagebiets recht verbreitet. Wegen der dazwischenliegenden Tessinerkulmination können die Gerölle selbstverständlich nicht durch einen langen inneralpinen Transportweg aus dem Oberengadin bezogen werden, sondern wir müssen sie in einer tektonischen Einheit, die sich im direkten Rückland des Napffächers befindet, zu beheimaten versuchen. Wenn wir jedoch mit STAUB (1934) wohl mit Recht annehmen, dass die unterostalpinen Decken ursprünglich von ihrem heutigen westlichen Erosionsrand im Engadin und Oberhalbstein viel weiter nach Westen gereicht haben, nämlich bis zu dem heute noch im Wallis erhaltenen Erosionsrelikt der Dent Blanche-Decke, so sollten in der letzteren noch ähnliche Gesteine vorkommen. Dies trifft für die grünen Granite zu, welche in ähnlicher, aber durch die alpine Metamorphose überprägter Ausbildung in der Arolla-Serie der Dent Blanche-Decke zu finden sind (MASSON 1938, HAGEN 1948). Sie sind das einzige deutliche Äquivalent der Granitgerölle im direkten Rückland des Napf. Wir beziehen also die Gruppe der granitischen Gesteine, vor allem die roten und grünen Granite und Rhyolithe aus den Äquivalenten der Err-

und der Bernina-Decke, die wahrscheinlich einst über der Tessinerkulmination gelegen haben.

Die Ophiolithgerölle mit ihren arboreszenten, variolitischen und intersertalen Strukturen können mit grösster Wahrscheinlichkeit im penninisch-ostalpinen Grenzraum beheimatet werden, da den Ophiolithen tieferer Deckenelemente derartige Strukturen fremd sind (vgl. S. 351). Die Anwesenheit von sicheren Mocausageröllen in der stampischen Nagelfluh der Bäuchlen (Holliger 1954) und des Rigi (Speck 1953) legt die Beheimatung der Ophiolithe in der Simmen-Decke nahe.

Die Gerölle von metamorphen Gesteinen sind sehr atypisch und können vorläufig nicht heimgewiesen werden. Sehr interessant ist immerhin, dass sie in den stampischen Nagelfluhen (Bäuchlen-Farneren, Rigi) die häufigsten kristallinen Gesteine sind, während sie in den jüngeren Nagelfluhen meistens nur noch einen kleinen Teil des Gesamtkristallins ausmachen. Speck (1953) beheimatet allerdings die Metamorphite (Gneise, Glimmerschiefer) und auch die roten Granite (grüne Granite fehlen) im kristallinen Sockel der Simmen-Decke, da er diese Gesteine als Komponenten in den Mocausakonglomeraten gefunden hatte.

Bei der Untersuchung der Sedimentgerölle beschränkten wir uns auf die wichtigsten Typen. Eine detaillierte Untersuchung hätte viel umfangreichere mikropaläontologische Studien erfordert, die wir nicht durchführen wollten. Wir geben daher hier bloss einige Hinweise über die Herkunft der sedimentären Komponenten der Nagelfluh. Wir konnten feststellen, dass die qualitative Zusammensetzung unserer Nagelfluh von der des Rigi nur unwesentlich verschieden ist, so dass wir auf die in dieser Beziehung ausführliche Studie von Speck (1953) über die Riginagelfluh verweisen können.

Die Serie Verrucano–Buntsandstein–Dolomit–Radiolarit–?Aptychenkalk deutet auf ostalpine bis oberpenninische (Aroser Schuppenzone) Herkunft wenigstens eines Teils der sedimentären Gerölle. Das Vorkommen von sicheren Mocausakonglomeraten in der stampischen Bäuchlennagelfluh (Holliger 1954) führt uns zur Annahme, dass die sedimentären Gerölle z. T. aus der Simmen-Decke stammen. Die onkolithisch-oolithischen Kalke des Malm und vielleicht auch ein Teil der Kieselkalke und Dolomite sind vermutlich in der Klippen-Decke zu beheimaten, während die grobkörnigen Sandsteine sicher dem Schlierenflysch zuzuweisen sind.

Wenn wir nun versuchen, uns ein Bild über den Erosionsablauf zu machen, so sind wir uns bewusst, dass wir den höchst unsicheren Boden der Hypothese betreten. Ende des Eocäns war der nach Norden abwandernde Flyschtrog im Bereich des heutigen Autochthons angelangt. Hier wurden die Gesteine der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe abgelagert. Die nächst jüngeren Grisigermergel, die im grossen ganzen noch einen flyschähnlichen Aspekt aufweisen, stellen mit dem Horwersandstein den Übergang zur eigentlichen Molassesedimentation dar. Die Herausbildung des alpinen Gebirges muss in dieser Zeit rasch vorangeschritten sein, wobei auch die Vortiefe landfest wurde. Durch die Querdepression Maggia–Hasli floss eine erste Ur-Aare gegen das Entlebuch und schüttete hier die chattischen Nagelfluhdelten auf (Staub 1934). Auf Grund unserer Untersuchungen, sowie der Angaben von Speck (1953) und Holliger (1954) nehmen wir an, dass diese Ur-Aare bereits mehrere Deckeneinheiten erodierte. Infolge ihrer Hochlage wurden die ostalpinen Decken, besonders die Err–Bernina-Decke, dann aber auch schon der Schlieren-

flysch und die Simmen-Decke abgetragen. Im Chattien gelangten daher vor allem kristallinarme Nagelfluhen zum Absatz. Im ?Aquitanien erreichte der Abtrag bereits die kristallinen Kerne der Err–Bernina-Decke, deren Detritus als Granitische Molasse in der Molassevortiefe sedimentiert wurde. Die Ur-Aare durchquerte die festländische Schwemmebene und erreichte bei München das Meer (FÜCHTBAUER 1964). An der Wende Oligocän/Miocän macht sich eine erneute starke Hebung des Alpenkörpers bemerkbar, wobei gleichzeitig die Vortiefe wieder einsank und vom burdigalen Meer überflutet wurde. Die ersten Zeugen dieses orogenetischen Vorgangs stellen die ?burdigalen Nagelfluhen des Entlebuch dar. Die Geröllschüttung nahm während der Oberen Meeresmolasse ständig zu. Vor allem zu Beginn des ?Helvétien (Schüpferegg-Nagelfluh) ist ein grosser Schottervorstoss feststellbar, der im Osten den Zugersee erreichte. Mit dem Emporsteigen der Zentralmassive scheint die Ur-Aare im Unterostalpin wenig mehr erodiert zu haben. Jedenfalls gelangen im Tortonien nur noch kleine Mengen der roten und grünen Granite in die Vortiefe, welche vielleicht sogar aus aufgearbeiteter Granitischer Molasse stammen. Kräftig werden nun der Schlierenflysch und die Klippen-Decke erodiert, bis durch die weitere Heraushebung des Aarmassivs der Aare ein günstigerer Weg vorgezeichnet wird. Gerölle tieferer Strukturelemente aus dem Alpenkörper fehlen heute im Napf. Selbst in seinen stratigraphisch höchsten Schichten (Tortonien) lassen sich noch keine Beweise finden, dass das helvetische Mesozoikum zu dieser Zeit schon dem Abtrag anheimgefallen wäre.

b) *Gruppierung der Gesteine für die Geröllzählungen*

Auf Grund der oben beschriebenen Gerölltypen, die wir in den verschiedenen Formationen aufgesammelt und im Dünnschliff untersucht hatten, erhielten wir einen Eindruck der bei den nun folgenden Zählungen zu erwartenden Geröllzusammensetzungen. Davon ausgehend unterschieden wir die in Tab. 1 und in den Zähllisten (Tab. 4) angeführten Gesteinsgruppen.

Tab. 1. Schema für Geröllzählungen der Nagelfluh

Geröllarten	Geröllarten
Nicht met. Kristallin	Rote und grüne Hornsteine und Radiolarite
Rote Granite	Oolith.-onkolith. Kalke
Grüne Granite	Helle dichte Kalke
Helle Granite und Aplite	Dunkle dichte Kalke
Syenite-Diorite	Rote Kalke
Rhyolithe	Spatkalke-Echinodermenbreccien
Ophiolithe	Helle Dolomite
Metam. Kristallin	Dunkle Dolomite
Gneise	Flyschgesteine
Glimmerschiefer	Glaukonit. Sandsteine
Amphibolite	Konglomerate
Total Kristallin	Breccien
Sedimente	Kalzit
Helle Quarzite	*Total Sedimente*
Verrucano-Buntsandstein	
Ölquarzite	Gangquarze
Schwarze Hornsteine	Atypisches

Dieses Schema weist den Nachteil auf, dass die Flyschgesteine nur als Gruppe auftreten. Die ursprüngliche Idee war, nur zu trennen, was makroskopisch eindeutig möglich sei. Zudem führten wir die Zählungen, welche einen grossen Flyschanteil aufweisen, erst am Schluss durch. Hier stellte sich dann bei grösserer Erfahrung das Bedürfnis, die Flyschgruppe aufzuteilen. So können die groben Schlierensandsteine, ferner die sandigen und kiesligen Kalke vom Rest der Flyschsandsteine abgetrennt werden. Im Sinne einer einheitlichen Darstellung ist diese Gliederung der Flyschgruppe in unseren Tabellen noch nicht enthalten. Wir möchten sie jedoch für spätere Arbeiten sehr empfehlen.

II. QUANTITATIVE ANALYSEN DER NAGELFLUHGERÖLLE

Die quantitative Geröllanalyse vermittelt durch Geröllzählungen eine genauere Kenntnis der Geröllgrösse, -form, -rundung und der petrographischen Zusammensetzung der Nagelfluh. Waren Geröllzählungen schon von älteren Autoren (Früh 1888, Escher-Hess 1907) zur Charakterisierung der petrographischen Zusammensetzung der Nagelfluh durchgeführt worden, so wiesen doch erst Zingg (1935) und Tanner (1944) den Weg für die mechanische Geröllanalyse.

1. Probegrösse und Methoden der Probenahme

Während Früh (1888) an einer Nagelfluhwand die Gerölle innerhalb eines Quadratmeters auszählte, bevorzugten die späteren Autoren die volumenmässige Auszählung. Liechti (1928) hatte auf deren Vorteile gegenüber der Flächenzählung hingewiesen. Renz (1937a) zeigte dann, dass ein grosser Unterschied im Kristallinhalt entstehen kann je nachdem, ob man eine Fläche oder ein Volumen auszählt. Später wurde die von Tanner (1944) eingeführte Methode gebräuchlich, bei welcher an der vorgesehenen Zählstelle ein Block aus der Nagelfluhwand herausgelöst in einen Sack gebracht und hier in seine Einzelgerölle zerlegt wird. Dann werden aus dem Sack wahllos 50 Gerölle herausgegriffen, gemessen und petrographisch bestimmt. Die Probenahme führt man an derselben Zählstelle viermal durch, so dass zuletzt 200 Gerölle untersucht sind. Dieses Vorgehen liefert vier unabhängige Analysen zu je 50 Geröllen, welche eine statistische Behandlung erlauben. Tanner (1944) untersuchte ausserdem mit statistischen Prüfmethoden, ob die Gerölle einer Zählstelle homogen vermischt seien (Homogenität der Geröllverteilung) und bestimmte für die vier häufigsten Geröllgruppen die Mittelwerte und deren Streuung. Ferner zeigte er, dass die untersuchte Anzahl von Geröllen pro Probe für die Kennzeichnung seiner Geröllhauptgruppen genügt. Sobald aber Aussagen über die selteneren Geröllarten gemacht werden wollen, muss die Zahl der untersuchten Gerölle beträchtlich erhöht werden. Escher-Hess (1907) zählte bis zu 2400 Gerölle, Liechti (1928) 700–1000, Renz (1937b), Kleiber (1937) und Speck (1953) über 300 Gerölle. Habicht (1945), Frasson (1947), Haldemann (1948) und Trümpy-Bersier (1954) zählten wie Tanner 200 Komponenten. Es ist jedoch festzuhalten, dass, wenn schon 400 und mehr Gerölle gezählt werden, es viel sinnvoller ist, mehrere unabhängige Zählungen im selben Aufschluss auszuführen, da man auf

diese Weise einen viel zuverlässigeren Mittelwert erhält als bei Auszählung derselben Geröllzahl aus einer einzigen Zählstelle.

Da die Untersuchungen von TANNER (1944) gezeigt haben, dass für die Nagelfluh eine homogene Durchmischung der Komponenten angenommen werden kann und, wie wir darlegen werden (S. 385) die einzige signifikante Probe TANNERS rein zufällig ist, verzichteten wir auf Homogenitätsprüfungen und schlugen folgende Methode ein:

Im Aufschluss wird mittels eines Pickels ein grösseres Volumen Nagelfluh vorsichtig herausgelöst. Um jeglichen Verlust an Geröllen zu vermeiden, muss ein grosses Tuch unter der Probeentnahmestelle ausgebreitet werden. Sämtliche gelösten Gerölle und Nagelfluhstücke werden in einen Sack gefüllt und im Laboratorium weiter untersucht. Die Untersuchung im Labor drängte sich auf, da die Nagelfluh oft stark verfestigt ist und sich deshalb im Felde die einzelnen Gerölle nicht ohne Zerbrechen zahlreicher Komponenten herauslösen lassen. Zudem können im Labor die einzelnen Gerölle laufend mit Typen verglichen werden, die zuvor aufgesammelt und mittels Dünnschliffen zur genauen petrographischen und stratigraphischen Einordnung studiert wurden. Aus demselben Grunde untersuchten auch TRÜMPY-BERSIER (1954) ihre Gerölle im Laboratorium. Wir gingen im Labor so vor, dass wir die Nagelfluhprobe zuerst einmal mehrere Stunden ins Wasser legten, wonach sich die Gerölle stets fast vollständig herauslösen liessen. Noch verfestigte Brocken erhitzt man am besten in einem Backofen und schreckt sie darauf in kaltem Wasser ab. Bei diesem Vorgehen kann eine Probe meistens sehr rasch in ihre Einzelkomponenten zerlegt werden. Weil vor allem die kleinen Gerölle zahlenmässig ins Gewicht fallen (Fig. 3), ist eine vollständige Aufbereitung unbedingt notwendig.

Da meist über 500 Gerölle zur Untersuchung vorliegen, muss ihre Zahl durch sogenanntes «Vierteilen» vermindert werden. Dann zählt man soviele Einzelteile bis die Zahl von 200 Geröllen erreicht ist. Von jedem Geröll werden die drei Durchmesser und die Rundung ermittelt (vgl. S.377), dann wird es petrographisch bestimmt, wobei es zur sicheren Diagnose unbedingt angeschlagen werden muss.

2. Geröllgrösse und Intervallbildung

Die Bezeichnung «Durchmesser» eines Gesteinpartikels bezieht sich letztlich stets auf die Kugel, und alle Methoden zur Messung der Korngrösse fussen auf der Voraussetzung, dass die gemessenen Partikel Kugeln seien, oder dass die Messungen als Durchmesser von Kugeln gleichen Volumens ausgedrückt werden können (PETTIJOHN 1957). Da Gerölle aber keine Kugeln, sondern unregelmässige geometrische Körper sind, muss man sich fragen, was als der Durchmesser zu bezeichnen ist. KRUMBEIN (1939) hat sich damit befasst, und nach ihm unterscheidet man heute einen längsten Durchmesser a (L), auf welchem der mittlere Durchmesser b (I) senkrecht steht. Der kleinste Durchmesser c (E) steht wiederum senkrecht auf der Ebene ab, ohne dass aber die drei Durchmesser einen gemeinsamen Schnittpunkt haben müssen. WADELL (1932) zeigte, dass die drei Durchmesser von der Form des gemessenen Körpers und nicht von dessen Volumen, das allein für die Grösse massgebend ist, abhängig sind. Form und Volumen (Grösse) sind aber un-

abhängige Faktoren und eine klare Trennung daher absolut notwendig (ZINGG 1935). Als wahres Mass der Korngrösse kann der von Form und Dichte unabhängige «nominal diameter» von WADELL (1932) bezeichnet werden. Er entspricht dem Durchmesser einer Kugel mit dem Volumen des untersuchten Körpers. Der «nominal diameter» findet aber keine Anwendung, da er eine Volumenbestimmung und anschliessend noch eine Berechnung erfordert. Wir haben daher nach KRUMBEIN (1939) die drei Durchmesser a, b und c eines jeden Gerölls mit einer speziell angefertigten grossen Schublehre (KRUMBEIN & PETTIJOHN 1938, p. 145) gemessen.

Die Partikel eines Sediments können alle Kornbereiche vom feinsten Staub bis zum groben Block umfassen. Zur Standardisierung der Bezeichnungen, und vor allem für die statistische Analyse der Kornverteilung, ist eine Unterteilung des ganzen Kornbereichs in verschiedene Grössenklassen notwendig. Zahlreiche solcher Korngrössenschemata sind vorgeschlagen worden (PETTIJOHN 1957), ohne dass eine weltweite Einigung auf ein einziges erzielt worden wäre. Während in Europa die Atterberg-Skala weit verbreitet ist, hält man sich im anglo-amerikanischen Bereich an die Skala von UDDEN-WENTWORTH. Beide sind logarithmisch, aber erstere ist geometrisch, dezimal und zyklisch, letztere geometrisch, nichtdezimal und nichtzyklisch. Die Vorteile einer logarithmischen Skala seien hier nicht erläutert, wir verweisen hierzu auf die entsprechenden Ausführungen in PETTIJOHN (1957). Theoretisch spielt es keine Rolle, welche der beiden erwähnten Skalen gewählt wird; aber wir entschieden uns für die Skala von WENTWORTH, da sie weiter verbreitet ist und ferner in der Überzeugung, dass eine einzige weltweitgebräuchliche Korngrössenskala wünschenswert wäre. Da die meisten statistischen Arbeiten die Wentworth-Skala als Basis benutzen, erspart man sich zudem unnötige Umrechnungen, wenn man mit den Werten anderer Autoren vergleichen will.

Tab. 2. Vorschläge zur Abgrenzung der Korngrössenklassen bei Nagelfluhauszählungen.

WENTWORTH (1922) MATTER (1964)	TANNER (1944)	TRÜMPY & BERSIER (1954)
4– 8 mm		
8– 16 mm		
16– 32 mm	10– 29 mm	10–29 mm
32– 64 mm	30– 74 mm	30–59 mm
64–128 mm	75–119 mm	60–99 mm
>128 mm	>120 mm	>100 mm

Die willkürliche Einteilung von TANNER (1944) wurde auch von HABICHT (1945), FRASSON (1947), HALDEMANN (1948) und SPECK (1953) benutzt (Tab. 2). Da die Nagelfluh des Mont-Pèlerin ziemlich kleingeröllig ist, verwendeten TRÜMPY & BERSIER (1954) nochmals eine neue Einteilung (Tab. 2). SPECK (1953) schlägt bereits vor, die Intervallbildung nach NIGGLI (1935) bei späteren Arbeiten anzuwenden, da sie einmal die kleineren Geröllklassen schärfer unterteile als die gröbern und da sie ferner den direkten Anschluss an die Sandfraktion sinngemäss vollziehe. Diese beiden Eigenschaften weist auch die Wentworth-Skala auf, die zudem den Vorteil hat, dass sie durch Verwendung der ihr verwandten $\sqrt{2}$- oder $\sqrt[4]{2}$-Skalen

ohne Zwang verfeinert und der jeweiligen Korngrösse des untersuchten Sediments angepasst werden kann.

Aus Tab. 2 ist ersichtlich, dass die von uns verwendeten Klassengrenzen nicht stark von denjenigen TANNERS abweichen, so dass unsere Resultate durchaus mit den nach der Methode TANNER gewonnenen verglichen werden können.

3. Volumetrische und zahlenmässige Geröllanalyse

Die meisten Bearbeiter der Nagelfluh zählten bisher die Gerölle Stück um Stück aus und gaben die Resultate dann in Prozenten der total ausgezählten Komponenten an. Dabei bemerkten bereits mehrere Autoren (TANNER 1944, HABICHT 1945, HALDEMANN 1948, TRÜMPY & BERSIER 1954), dass zahlenmässig die häufigen kleinen Gerölle, volumenmässig aber die seltenen grossen Gerölle überwiegen. Um diese Diskrepanz zu überwinden, schlägt HABICHT (1945) ein Häufigkeitsschema vor, welches als Ergänzung der Geröllzählung verstanden werden soll. Dabei wird das Volumenverhältnis der einzelnen Gesteinsarten an einer Zählstelle geschätzt und formelartig dargestellt. Die Formel Kristallin $\gg$ Gangquarze + Quarzite $>$ Flyschsandsteine $\sim$ Dolomite $>$ übrige Sedimente bedeutet, dass volumenmässig die Kristallgerölle stark die Gangquarze und Quarzite, diese die Flyschsandsteine und Dolomite überwiegen, während die beiden letzteren sich die Waage halten, aber beide den Rest der sedimentären Komponenten übersteigen. HALDEMANN (1948) versuchte diese etwas subjektive Methode auf eine solide mathematische Basis zu stellen, indem er zeigte, dass das exakte Volumen eines Gerölls durch die Formel $V = \pi/6 \cdot abc$ in befriedigender Annäherung bestimmt ist. Er war sich indessen der Schwierigkeit bewusst, dass ein einziges extrem grosses Geröll die volumetrische Zählung völlig entwerten kann. Während nämlich für die zahlenmässige Analyse die Zahl von 200 Geröllen genügt, ist sie für die volumetrische Analyse viel zu klein, da die Homogenität der Geröllverteilung nicht mehr erfüllt ist. Nach Tanner (1944) kann eine homogene Durchmischung der Gerölle nur innerhalb eines Volumens erwartet werden, das gerade zu gross ist, als dass die Grösse der einzelnen Gerölle noch eine Rolle spielt. Für die volumetrische Geröllanalyse müssen daher in den meisten Fällen über 1000 Gerölle untersucht und deren Volumen bestimmt werden. Obschon die Berechnungen durch Verwendung von Rechenmaschinen oder gar Rechenautomaten schnell durchgeführt werden könnten, bleibt die volumetrische Geröllanalyse dennoch eine undankbare, zeitraubende Methode. Werden die Gerölle im Laboratorium untersucht, so würden wir mit TRÜMPY & BERSIER (1954) die direkte Volumenbestimmung durch Messen des von jeder Komponente verdrängten Wasservolumens (KRUMBEIN & PETTIJOHN 1938) der Methode HALDEMANN vorziehen. Erstens entfallen dabei die Volumenberechnungen und zweitens könnte der «nominal diameter» von WADELL (1932), der als einziges theoretisch richtiges Mass der Geröllgrösse gilt (S. 368), berechnet werden.

TRÜMPY & BERSIER (1954) berechnen für jede Gesteinsart ihren «indice volumétrique», welcher angibt, wie vielmal häufiger als ein gewähltes Einheitsgeröll, ein mittleres Geröll einer bestimmten Gesteinsart ist. Infolge sehr kleiner Variationen in der Geröllzusammensetzung von Zählstelle zu Zählstelle können sie für die ganzen Konglomeratablagerungen des Mont-Pèlerin den relativen Volumen-

anteil einer jeden Gesteinsart berechnen. Diese Methode lässt sich auf die Nagelfluhmassen des Napf nicht anwenden, da diese vom Liegenden zum Hangenden eine grosse Variation der Geröllzusammensetzung aufweisen (S. 387).

Obschon die volumetrische Geröllanalyse ein besseres Bild von der Zusammensetzung einer Nagelfluh vermittelt und auch dem Feldeindruck besser entspricht, haben wir – wie bisher alle Autoren – vor allem aus Zeitgründen, die zahlenmässige Analyse vorgezogen. Zudem schliessen TRÜMPY & BERSIER (1954) aus der Seltenheit zerbrochener Gerölle, dass die grossen Gerölle während des Transports nicht zerbrechen, sondern sich meistens durch Abrasion verkleinern, und warnen daher vor einer Überbewertung der volumetrischen Geröllanalyse, welche wohl ein gutes Bild der Zusammensetzung einer Nagelfluh, nicht aber eines von den tatsächlichen Aufschlussverhältnissen im Liefergebiet vermittle.

4. Grössenanalyse der Nagelfluh

a) *Methoden*

Für die Siebanalyse von Schottern benötigt man grosse Siebmaschinen, welche imstande sind, die für eine zuverlässige Grössenverteilung erforderliche Probemenge aufzunehmen. Solche Maschinen sind heute auch für Laboratoriumszwecke erhältlich. Über die erforderliche Probemenge gehen die Meinungen stark auseinander. Um eine der Siebanalyse von Sanden entsprechende Genauigkeit zu erreichen, müsste die Probemenge etwa 100 Tonnen betragen (CAILLEUX & TRICART 1959). Nach CAILLEUX (CAILLEUX & TRICART 1959) sind in der Praxis 7–20 kg genügend, wobei aber die Genauigkeit bei den groben Korngrössen klein ist. KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938) geben eine Tabelle für die erforderlichen Probemengen in Abhängigkeit von der Korngrösse, wobei diese für Schotter mit Komponenten von 32–64 mm mindestens 32 kg betragen sollte.

Die Nagelfluh ist aber, von seltenen Ausnahmen abgesehen, derart verfestigt, dass eine mechanische Siebanalyse kaum in Frage kommt. Wohl lässt sie sich mit unserer Methode (S. 367) fast vollständig desaggregieren, doch ist infolge ihrer relativen Grobgerölligkeit die erforderliche Probemenge von 50 kg oder mehr so gross, dass der für eine Siebanalyse erforderliche Zeitaufwand nicht mehr in Kauf genommen werden kann. Daher müssen für die Geröllgrössenanalyse der Nagelfluh andere Wege beschritten werden.

Die gebräuchlichste und auch von uns verwendete Methode weist die Gerölle auf Grund ihres längsten Durchmessers den verschiedenen Grössenklassen zu. Eine weitere beruht auf direkter oder indirekter Volumenbestimmung (S. 369) und eventueller Berechnung des «nominal diameter» (S. 368) eines jeden Gerölls. Diese Methoden der Geröllanalyse können indessen nur bei schwach oder nicht verfestigten oder durch Verwitterung oberflächlich aufgelockerten Konglomeraten angewandt werden. Für stark verfestigte Geröllablagerungen muss die Methode von DELESSE-ROSIWAL (cit. in NIGGLI 1948, S. 127) oder die Methode des «carré multiple» (CAILLEUX & TRICART 1959) verwendet werden. Wir wollen auf diese Methoden kurz eingehen, da vor allem die subalpinen Nagelfluhen meist so stark verfestigt sind, dass sie nicht mehr mit der von uns verwendeten Methode (S. 367) untersucht werden können.

Die Delesse-Rosiwal-Methode wurde entwickelt zur Bestimmung der Volumenprozente von Mineralien im Dünnschliff. Dabei werden längs paralleler Geraden, deren Abstand von der Korngrösse des Gesteins abhängig ist, die auf die einzelnen Mineralspezies entfallenden Strecken gemessen und aufsummiert. Das Verhältnis dieser Summen zur totalen Meßstrecke, welche nach NIGGLI (1948, S. 128) mindestens das Hundertfache des grössten Korndurchmessers betragen soll, wird dem Verhältnis der Volumen der einzelnen Mineralarten gleichgesetzt. Mehrere etwas abgeänderte Verfahren lassen sich in der Literatur finden, doch gehen alle auf die Methode von DELESSE-ROSIWAL zurück. Misst man nun die Streckenabschnitte ohne Rücksicht auf die Mineralspezies des Korns, so erhält man eine Korngrössenanalyse. Über die Frage, welcher Korndurchmesser gemessen werden soll, herrscht keine Übereinstimmung. Da jedoch möglichst eine Annäherung an die Werte der Siebanalyse erzielt werden soll, und Siebe die Partikel nach ihrem mittleren Durchmesser klassieren (KRUMBEIN & PETTIJOHN 1938), wird im Schliff oft auch der scheinbar mittlere Durchmesser b′ gemessen. CAILLEUX & TRICART messen den scheinbar grössten Durchmesser L_s (= a′), da dieser eine gute Annäherung des wahren mittleren Durchmessers darstelle. Die Resultate der Korngrössenanalysen von Dünnschliffen und von Siebanalysen lassen sich nicht direkt vergleichen, so dass Korrekturfaktoren angebracht werden müssen (KRUMBEIN & PETTIJOHN 1938). ROSENFELD et al. (1953) zeigten, dass diese Faktoren nicht analytisch abgeleitet, sondern dass sie für jede Untersuchung empirisch ermittelt werden müssen.

HALDEMANN (1948) versuchte, die Methode von DELESSE-ROSIWAL auf die Konglomerate zu übertragen, um Aufschluss über den prozentualen Volumenanteil der einzelnen Geröllarten einer Nagelfluh zu erhalten. Die Bestimmung der kleinen Gerölle im Anstehenden erwies sich aber meist als unmöglich, und die Abgrenzung zwischen Geröllen und sandigem Bindemittel als völlig ausgeschlossen. Obschon eine Bestimmung des Verhältnisses Gerölle/Matrix sehr wünschenswert wäre, haben wir feststellen müssen, dass dies nur bei sehr selten anzutreffenden, idealen Aufschlussverhältnissen (z. B. frische Aufschlüsse bei Strassenneubauten) möglich ist. Unseres Erachtens dürfte die Methode auch in der Nagelfluh Anwendung finden, wenn nur die Gerölle > 16 mm berücksichtigt werden. Die Resultate liessen sich mit den unsrigen vergleichen. Eine Verschiebung nach den kleineren Korngrössen kann dabei nicht umgangen werden, da a′ kleiner als a, aber niemals grösser sein kann.

Beachtenswert ist ferner die Methode des «carré multiple» (CAILLEUX & TRICART 1959) und die Punktmethode («punktinventering») von HÖRNER (cit. in PORTMANN 1956). Zu ersterer Methode wird man geführt, wenn man für Vergleichszwecke das innerhalb einer bestimmten Einheitsfläche von beispielsweise 1 m² liegende grösste, zweitgrösste usw. Geröll misst. Nun ist aber leicht einzusehen, dass das in 1 m² kleingerölliger Nagelfluh liegende grösste Geröll das grösste von z. B. tausend Komponenten, in einer grobgerölligen das grösste von z. B. zehn Komponenten ist, und dass die beiden Resultate daher gar nicht vergleichbar sind. Die Methode des «carré multiple» beruht nun gerade darauf, dass die Grösse der untersuchten Fläche der Geröllgrösse der betreffenden Nagelfluh angepasst wird.

Zum Schluss wollen wir noch kurz auf die Präsenzzahl von TANNER (1944) und den «Indice granulométrique relatif» von TRÜMPY & BERSIER (1954) zu sprechen

kommen. Um die «Grössenverteilung einer Nagelfluh noch besser charakterisieren zu können», zählt Tanner (1944) zur Bestimmung der Präsenzzahl, die auf 1 m² entfallenden Gerölle seiner Grössenklassen III (75–119 mm) und IV (> 120 mm). Diese Methode soll offensichtlich dazu dienen, die Grössenverteilung der groben Gerölle besser zu erfassen, als dies durch die Zählung des relativ kleinen Volumens von 200 Geröllen möglich ist. Wie wir oben dargelegt haben, muss die Grösse der untersuchten Fläche der Korngrösse des Sediments angepasst werden. Dies ist für die Präsenzzahlen nicht der Fall, die daher, da sie auf ganz unterschiedlichen Probegrössen beruhen, nicht vergleichbar sind. Dasselbe gilt für die volumetrische Geröllanalyse von Haldemann (1948), bei welcher das pro Probe untersuchte Geröllvolumen viel zu klein ist, so dass ein einziges grosses Geröll unter Umständen eine Zählung vollständig entwerten kann. Der «Indice granulométrique relatif» von Trümpy & Bersier (1954)

$$u = \frac{n_1 + 2\,n_2 + 3\,n_3 + 4\,n_4}{n_1 + n_2 + n_3 + n_4} \rightarrow u = 1 + \frac{n_2 + 2\,n_3 + 3\,n_4}{200}$$

bezeichnet die Geröllklasse mittlerer Grösse. Er hängt ganz von den gewählten Grössenklassen ab und Vergleichsmöglichkeiten bestehen daher nur bei Benutzung derselben Intervalle. Dabei ist n_1, n_2, n_3, n_4 die Zahl der Gerölle in den entsprechenden Grössenklassen I–IV (vgl. Tab. 2).

Während wir die Methode Tanners (1944) mit Vorteil durch die Methode des «carré multiple» ersetzen, ist die sinngemässe Übertragung auf die volumetrische Geröllanalyse wegen zu grossen erforderlichen Probemengen nicht möglich.

b) *Ergebnisse der Geröllgrössenanalysen von Nagelfluhen des Entlebuch*

Wir strebten bei unseren Nagelfluhuntersuchungen keine vollständige Geröllanalyse nach einer der oben skizzierten Methoden an, sondern beschränkten uns auf das Einmessen der Achsen der für die petrographische Geröllanalyse pro Probe benötigten 200 Gerölle. Obwohl diese Zahl gewichtsmässig meist weniger als 10 kg ergibt, vermittelt sie doch ein gutes Bild von der Grössenverteilung der Gerölle einer Nagelfluhbank. Dabei berücksichtigten wir nur die Komponenten > 16 mm, und bei zwei Proben wurden getrennt noch die Teilchen 4–16 mm gemessen. Eine gemeinsame Messung aller Komponenten > 4 mm ist im Rahmen der petrographischen Analyse nicht möglich, da für die Gerölle < 16 mm nicht mehr dieselbe feine Differenzierung vorgenommen werden kann.

Fig. 3 zeigt die Grössenverteilung der Gerölle > 16 mm einiger Nagelfluhproben im Profil angeordnet. Es ist zu beachten, dass die aufgetragenen Prozente nicht Gewichtsprozente wie bei der Siebanalyse, sondern Stückprozente sind. Die Nagelfluh der obersten Granitischen Molasse und des Luzerner Sandsteins enthalten die grobgerölligsten der ganzen Abfolge. Die Korngrösse nimmt dann gegen den obersten Luzerner Sandstein langsam ab, um mit dem Einsetzen der Schüpferegg-Nagelfluh wieder etwas zuzunehmen. Die gleiche Entwicklung kann auch durch Auftragen des Medians dieser Proben gezeigt werden.

Aus Fig. 3 kommt zudem deutlich zum Ausdruck, dass bei einer Geröllzählung meistens die Hälfte oder mehr Gerölle von der kleinsten Fraktion stammen. In Stückprozenten sind die beiden gröbsten Fraktionen wenig wichtig, volumenmässig

haben sie aber am Aufbau der Nagelfluh den grösseren Anteil als die kleinen Fraktionen. Das Auge spricht auch mehr auf die gröbsten Gerölle an, und so hatten wir im Felde – wegen der wenigen aber hellen Quarzitgerölle > 128 mm – den Eindruck, dass die Schüpferegg-Nagelfluh die gröbste der ganzen Abfolge sei.

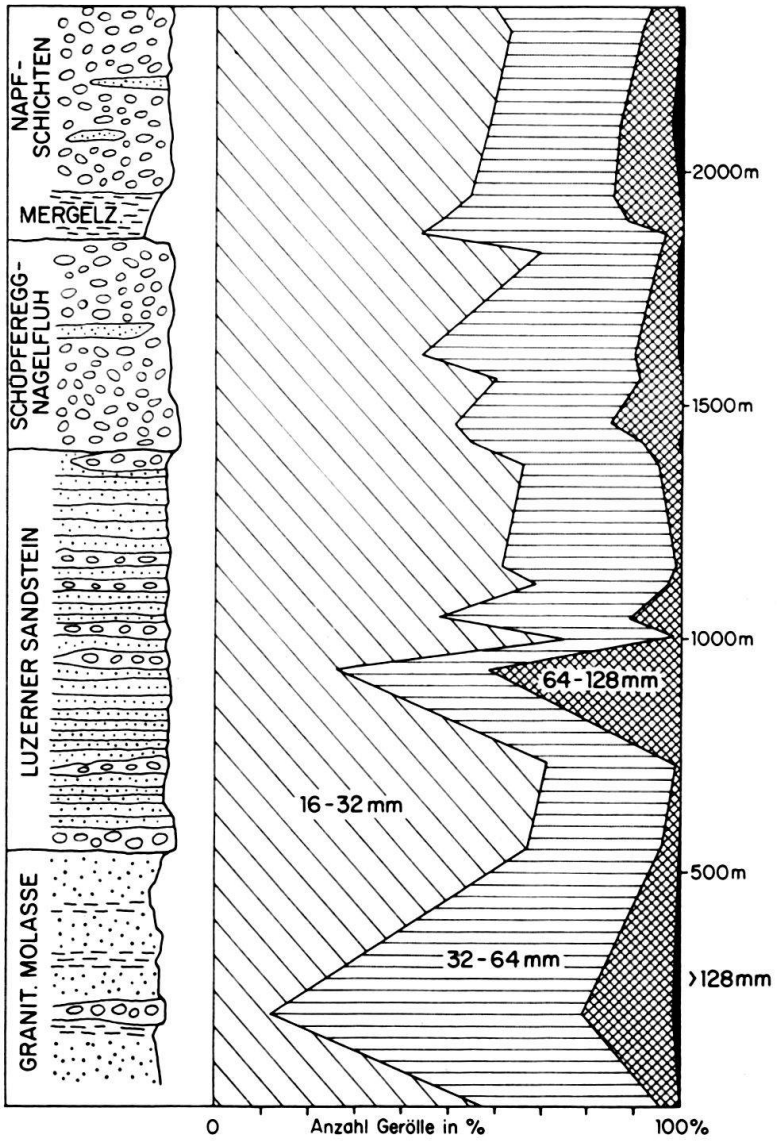

Fig. 3. Korngrössenverteilung der Nagelfluh des Napfgebiets in Prozenten der Komponenten > 16 mm.

5. Form und Rundung

Form und Rundung sind abhängig von der Korngrösse, der Gesteinsart und den Transportbedingungen. Zahlreiche Versuche sind unternommen worden, um durch mophometrische Analysen Rückschlüsse auf die Genese (Transportart und -distanz und Klima) eines Schotters zu ziehen. Leider gibt es beinahe so viele Form- und Rundungsindizes wie Autoren, so dass vergleichbare Werte selten zu finden sind.

Auf die Tatsache, dass Form und Rundung zwei völlig verschiedene Dinge und voneinander unabhängig sind, haben zuerst WADELL (1932) und ZINGG (1935) auf-

merksam gemacht. So kann ein isometrischer Körper (z. B. Granat) ganz eckig sein, während ein von zwei Halbkugeln bedeckter Zylinder rund, aber keineswegs isometrisch ist.

Eine Zusammenstellung der verschiedenen Methoden zur Messung von Form und Rundung findet sich in KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938). Neuerdings hat BLENK (1960) die verschiedenen europäischen Indizes in bezug auf ihren Aussagewert verglichen. Auf die Ergebnisse ihrer Untersuchungen werden wir noch zurückkommen müssen. Für die ausführliche Erläuterung der Probleme, Ziele und Methoden der morphometrischen Schotteranalyse verweisen wir auf die beiden zitierten Arbeiten, sowie auf PETTIJOHN (1957) und beschränken uns auf eine kurze Darstellung der verschiedenen wichtigsten Indizes. Dabei sehen wir von allen beschreibenden Klassifikationsversuchen ab und betrachten bloss die quantitativen Methoden zur Bestimmung von Form und Rundung.

a) *Formindizes*

Es können zwei grundverschiedene Methodengruppen unterschieden werden, je nachdem, ob die Form auf die Kugel als Idealgestalt (WADELL 1932) bezogen, oder ob sie durch die drei eingemessenen Hauptdurchmesser charakterisiert wird.

Sphericity von WADELL und KRUMBEIN

Ausgehend von der Idee, dass die Kugel die Idealgestalt der Kornform sei, da sie bei gegebenem Volumen die kleinste Oberfläche aufweist, stellte WADELL (1932) seinen Sphericityindex (Grad der Kugeligkeit) auf. Dieser wird als das Verhältnis der Oberfläche s einer Kugel gleichen Volumens wie der Körper mit der Oberfläche S definiert und die Formel lautet für die

$$\text{Sphericity } \psi = \frac{s}{S}$$

Die Messung der Oberfläche S kann nur indirekt durchgeführt werden. WADELL (1935) gibt daher eine praktischere Formel zur Bestimmung der Sphericity an, $\psi = d_n/D_s$. Dabei ist d_n der «nominal diameter» (vgl. S. 368) und D_s der Durchmesser einer das Geröll umschreibenden Kugel.

Abplattungsindex (flatness ratio, indice d'aplatissement) von WENTWORTH und CAILLEUX.

Die Methode geht auf WENTWORTH (1922) zurück, wurde dann später von CAILLEUX (1945) übernommen und zur Charakterisierung glazialer, fluviatiler und mariner Schotter verwendet. Dabei werden die drei Hauptachsen eines Gerölls eingemessen und das Verhältnis von Länge plus Breite zur doppelten Dicke gebildet. Die Formel für den Abplattungsindex lautet demnach $a + b/2\ c$.

Abplattungsindex von GOGUEL

GOGUEL (1953) bildet das Verhältnis der Dicke zum geometrischen Mittel von Länge und Breite $c/\sqrt{a \cdot b}$, wobei die Werte zwischen 1 und 0 liegen können.

Bei der Indexbildung nach WENTWORTH, CAILLEUX und GOGUEL werden die drei an jeder Komponente gemessenen Hauptdurchmesser zu einer einzigen Zahl vereinigt, die über die Geröllform weniger aussagt, als die drei Durchmesser. Wie

ZINGG (1935), KRUMBEIN (1941), POSER & HÖVERMANN (1952), VALETON (1955) und BLENK (1960) darlegten, können die erwähnten Indizes inkl. demjenigen nach WADELL und KRUMBEIN flache und stengelige Gerölle nicht unterscheiden, sondern drücken lediglich auf verschiedene Weise die Grösse der Abweichung von der Kugelgestalt aus.

Indizes von ZINGG, VALETON, LÜTTIG und BLENK

Die einzige Methode, welche die Geröllgestalt eindeutig festlegt, ist diejenige von ZINGG (1935), welcher als erster die Verhältniszahlen der Hauptdurchmesser b/a (= Schlankheitsindex von POSER & HÖVERMANN 1952) und c/b (= Plattheitsindex von POSER & HÖVERMANN 1952) zur Charakterisierung der Schotterform benutzt hat. Durch die Quotientenbildung wird die Grösse des Gerölls ausgeschaltet und Dimensionslosigkeit erreicht. Weitere Autoren sind dieser Methode gefolgt, haben z. T. aber andere Quotientenpaare bevorzugt (vgl. Tab. 3).

Tab. 3. Übersicht der von verschiedenen Autoren benutzten Indexpaare nach BLENK (1960).

Quotienten	a/b	a/c	b/a	b/c	c/a	c/b	a:b:c
ZINGG (1935)			+			+	
VALETON (1955)							+
LÜTTIG (1956)	+	+					
BLENK (1960)					+	+	

Da die Indizes von ZINGG (1935) reziproke Werte der Achsenlänge sind, stellt VALETON (1955) den Index a:b:c auf und setzt b = 1, wodurch eine bessere Vorstellung von der Grösse der Hauptachsen vermittelt wird. LÜTTIG (1956) rechnet die Verhältnisse a/b und a/c so um, dass b bzw. c in Prozenten von a ausgedrückt wird.

BLENK (1960) verwendet nur Abplattungsindizes, da sie bei ihren Untersuchungen herausfand, dass nur der Grad der Abplattung Änderungen unterliegt. Es spielt aber prinzipiell keine Rolle, welches der Indexpaare verwendet wird, da sie sich leicht umrechnen lassen (BLENK 1960). Vergleiche der verschiedenen Methoden und Verfahren zur Umrechnung bestimmter Indizes in andere finden sich in VAN ANDEL et al. (1954), LÜTTIG (1956), CAILLEUX & TRICART (1959) und BLENK (1960).

Die Formanalyse hat sich leider bisher zur Aufhellung der Genese eines Schotters als wenig nützlich erwiesen, scheint doch die Form fast ausschliesslich durch die Gesteinsart geprägt zu werden (ZINGG 1935, POSER & HÖVERMANN 1952, VALETON 1955, BLENK 1960). BLENK (1960) stellte ausserdem fest, dass alle Transportarten des Festlandes unabhängig vom Klima für eine bestimmte Gesteinsart dieselbe Form liefern. Allein bei marinem Transport war eine leichte Veränderung des Abplattungsgrades zu bemerken.

Für eine zuverlässige Analyse müssen pro Probe 50–100 Steine derselben Grössenklasse und Gesteinsart gemessen werden. Da die Unterschiede der Mittelwerte meist gering sind, sollten die Zahlen statistisch verarbeitet werden.

In Anbetracht der kümmerlichen Resultate haben die meisten Bearbeiter der Nagelfluh keine Formanalyse durchgeführt. Eine nach obenstehenden Gesichts-

punkten theoretisch einwandfreie Untersuchung der Form wurde in der Nagelfluh überhaupt noch nie gemacht, da der Arbeitsaufwand, den es braucht, um 50–100 Gerölle gleicher Grössenklasse und Gesteinsart aus dem meist stark verfestigten Verband zu gewinnen, sehr gross ist. In unserem Untersuchungsgebiet tritt ausserdem noch eine weitere Schwierigkeit auf. Die Zusammensetzung der Nagelfluh verändert sich nämlich von der Granitischen Molasse bis in die Napf-Schichten sehr stark (vgl. S. 387). Eine Gesteinsart, die hier häufig ist, tritt dort kaum auf und umgekehrt. Eine Ausnahme von dieser Regel machen nur die Gangquarze. Der Zeitaufwand für die Form- und Rundungsanalyse eines bestimmten Gesteins wird deshalb derart gross, dass wir auf eine ausführliche Form- und Rundungsanalyse verzichtet haben.

b) *Form der Nagelfluhgerölle*

Trotzdem massen wir von allen Geröllen die drei Achsen ein und berechneten die Formindizes nach ZINGG (1935). Um festzustellen, ob mit der Faciesänderung auch eine Formänderung der Gerölle verbunden sei, griffen wir aus jeder Probe, die in der Fraktion 16–32 mm mindestens mit 20 Stück vertretenen Gangquarze

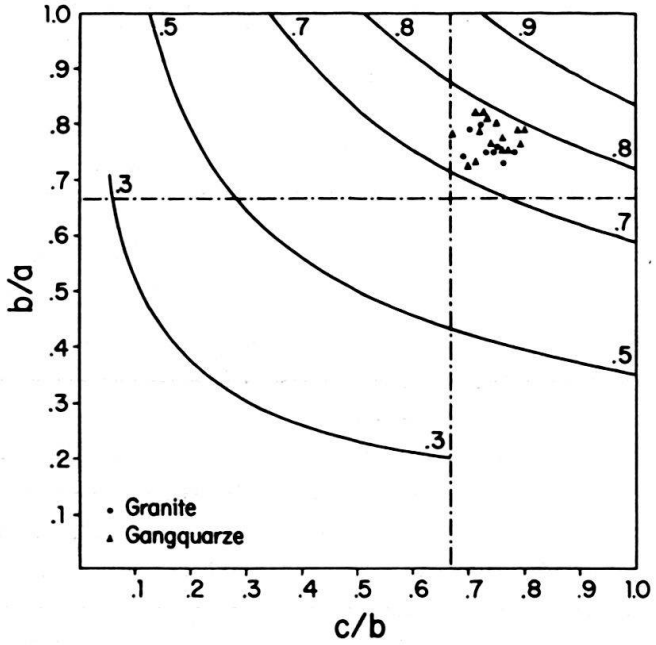

Fig. 4. Mittlere Form von Granit- und Gangquarzgeröllen der Nagelfluh.

und aus einigen Proben vergleichsweise noch die Granite heraus. Für jede Probe konnte nun das arithmetische Mittel der beiden Formindizes berechnet und im Formdiagramm eingetragen werden (Fig. 4). Dabei fällt die ausserordentliche Konstanz der Form auf, obschon keine Probe, die von BLENK (1960) geforderte Zahl von 50 Geröllen enthielt. Die Proben liegen so nahe beieinander, dass sich die Berechnung der Streuung der Einzelproben und die Abgrenzung von Vertrauensbereichen erübrigt. Die Gangquarze und die Granite weisen im Mittel eine kugelige Form auf. Da die übrigen Gesteinsarten nicht in jeder Probe in der kleinsten Fraktion (16–32 mm) genügend vertreten sind, konnten sie nicht weiter ausgewertet werden.

Unsere Untersuchungen zeigen jedoch in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von BLENK (1960), dass jeder Gesteinsart offenbar eine bestimmte Form eigen ist, und dass daher die Formanalyse zur Abklärung der Entstehung eines Schotters sehr wenig beitragen kann.

c) *Rundungsindizes*

Wie bei der Betrachtung der Formindizes sollen auch hier nur die wichtigsten quantitativen Methoden Erwähnung finden, ohne dass auf die praktische Durchführung der Messungen näher eingegangen wird. Die verschiedenen Methoden können in eine messende und eine vergleichende Gruppe aufgeteilt werden.

Messende Methoden

Diese versuchen die Rundung eines Körpers zu erfassen, entweder durch Bestimmen des Verhältnisses einzelner oder mehrerer Krümmungsradien des Kornumrisses zu einem oder mehreren Korndurchmessern (WENTWORTH, WADELL, CAILLEUX, KUENEN, KAISER) oder durch Angabe der nach Innen oder Aussen gekrümmten und planaren Anteile der Umrisslinien (SZÁDECZKY-KARDOSS).

WENTWORTH (1922) scheint als erster die Rundung von Geröllen gemessen zu haben. Sein «roundness ratio» = r_1/R ist das Verhältnis des Krümmungsradius der schärfsten Ecke zum mittleren Radius des Gerölls. Dieser kann für praktische Zwecke als $(a + b + c)/6$ angenommen werden.

WADELL (1932) misst die Krümmungsradien r aller Ecken N, den Radius des grössten Inkreises R und drückt die Rundung durch die Formel

$$P = \frac{\Sigma (r/R)}{N}$$

aus. Dieses Verfahren ist bis heute das genaueste. Da aber die Messungen nur auf einem Abbild des Gerölls ausgeführt werden können, wird die Methode wegen zu grossem Zeitaufwand kaum angewendet.

Der grössten Verbreitung in Europa erfreut sich der Zurundungsindex (indice d'émoussé) von CAILLEUX (1947), welcher eine Abwandlung des WENTWORTHschen Index ist. Gemessen wird der kleinste Krümmungsradius r_1 und der längste Durchmesser L des Korns, was sich zur Formel für den Zurundungsindex $(2\, r_1/L)$ zusammenfassen lässt. Dieser ist jedoch mit mehreren theoretischen Mängeln behaftet. Er erreicht den Maximalwert nur für die Kugel. KUENEN (1956) konnte mit Abrasionsexperimenten zeigen, dass nur isometrische Komponenten eine kugelige Endform erreichen. Alle anderen Ausgangsformen liefern eine mehr oder weniger elliptische Endgestalt, für deren perfekte Rundung der CAILLEUXsche Index weit unter dem Maximalwert bleibt. Denselben Wert für gleiche Rundung bei Körpern verschiedener Form ergibt nur die Methode von WADELL (1932). Beim Rundungsgrad kommt es nicht so sehr auf das Verhältnis von Rundung zur Länge, sondern zur Gestalt eines Gerölls an (POSER & HÖVERMANN 1952, SCHNEIDERHÖHN 1954, KAISER 1956). Daher können verschieden gerundete Gerölle auf Grund ihrer unterschiedlichen Gestalt ähnliche Rundungswerte nach CAILLEUX haben (KAISER 1956). SCHNEIDERHÖHN (1954) mass die Rundung einer Probe nach den Methoden von WENTWORTH, WADELL und CAILLEUX. Die besten Resultate ergab die Methode von WADELL, da sie die gesamte Kornrundung berücksichtigt. Die Methoden von

WENTWORTH und CAILLEUX liefern nur einen untersten Wert der Rundung, weil sie nur die am wenigsten gerundete Stelle des Gerölls erfassen. Ein wesentlich genaueres Resultat lassen daher weder der Index von KUENEN (1956) $2\,r/l$ noch der von KAISER (1956) $4\,r/(L + l)$ erwarten, was durch die Untersuchungen von BLENK (1960) auch bestätigt wurde.

Einen ganz anderen Weg zur Messung der Rundung hat SZÁDECZKY-KARDOSS (1933) eingeschlagen. An einem Abbild eines Gerölls wird der Anteil konvexer V, konkaver C- und planarer P-Strecken des Umrisses gemessen oder im Felde direkt durch Besichtigung des Gerölls geschätzt. Die Methode wird von ZINGG (1935), SCHNEIDERHÖHN (1954) und NIGGLI (1948) bevorzugt. Sie hat den Nachteil – nach SCHNEIDERHÖHN (1954) ist das aber gerade ein Vorteil –, dass die Rundung durch drei Zahlen ausgedrückt wird und ein völlig unbearbeitetes Korn nur konkave Flächen zeigen sollte, was oft nicht der Fall ist (RUSSEL & TAYLOR 1937). Zudem gibt es Gerölle, die 100 % konvexe Flächen haben, und somit denselben Rundungsgrad erhalten wie die Kugel, obschon ihre wirkliche Rundung wesentlich geringer ist (SCHIEMENZ 1960). Nach LÜTTIG (1956) ist die Rundung nach SZÁDECZKY-KARDOSS schneller und etwas genauer messbar als die Zurundung von CAILLEUX.

Vergleichende Methoden

Auf Grund bestimmter Merkmale der Abnutzung der Körner (RUSSEL & TAYLOR, PETTIJOHN, POWERS) oder von Messungen (KRUMBEIN) werden Standardbilder von Körnern verschiedener Rundung aufgestellt. Die Bestimmung der Rundung eines Korns wird sodann durch visuellen Vergleich mit den Bildern vorgenommen, so dass diese Methoden auch als quantitative zu betrachten sind.

RUSSEL & TAYLOR (1937) benutzten fünf Rundungsgrade mit ungleichen Klassengrenzen. Da das Auge bei schlechter Rundung geringere Unterschiede wahrnimmt als bei guter Rundung, unterteilte PETTIJOHN (1949, 1957) so, dass die Klassenmittelpunkte eine geometrische Reihe bilden. POWERS (1953) erweiterte die Skala unter Abänderung der Klassengrenzen auf sechs Rundungsgrade, wodurch kleinere Unterschiede der Rundung noch erfasst werden.

Neun Rundungsgrade unterscheidet KRUMBEIN (1941), wobei jeder einem Wadell-Wert von 0,1 bis 0,9 entspricht. Diese Unterteilung ist so fein, dass man oft im Zweifel ist, welchem von zwei möglichen Rundungsgraden das betreffende Geröll zuzuweisen ist. In einem solchen Fall nimmt man am besten das arithmetische Mittel beider Klassen, «was Zeit und Mühe spart, ohne der Genauigkeit zu schaden» (SCHIEMENZ 1960).

Die dargelegten Vor- und Nachteile der verschiedenen Methoden haben uns bewogen, für unsere Untersuchungen die Methode von KRUMBEIN (1941) anzuwenden, die, obschon subjektiv, eine genaue und rasche Bestimmung der Rundung ermöglicht. «Denn dem Rundungsgrad wurde durch die exakte Messung mit Planimetern und Kurvimetern wohl etwas zuviel Ehre angetan» (SCHIEMENZ 1960). Da die von KRUMBEIN (1941) veröffentlichten Standardbilder der Grössenklasse 16–32 mm entsprechen, haben wir gemäss seinem Vorschlag die Bilder photographisch für die Grössenklasse 32–64 mm vergrössert. Die Rundungsbestimmung der grossen Komponenten erfolgt so viel müheloser und genauer.

d) *Rundung von Nagelfluhgeröllen*

Weil wir von vorneherein nicht wissen konnten, welche Grössenklasse stark vertreten sein werde, bestimmten wir die Rundung aller Gerölle. Eine ausführliche Rundungsanalyse erfordert die Untersuchung von 50–100 Geröllen. Die Veränderung der Geröllzusammensetzung von der Granitischen Molasse bis in die Napf-Schichten und die starke Verfestigung der Nagelfluh erschweren aber eine ausführliche Rundungsanalyse sehr. Wie bei der Formanalyse versuchten wir an Hand der Gangquarze und der Granite, eine mögliche Veränderung der Rundung innerhalb des Profils festzustellen. Wir benutzten wiederum die kleinste untersuchte Fraktion 16–32 mm, da hier Rundungsunterschiede eher zu erwarten sind als bei den sich viel schneller abrundenden gröberen Komponenten. Es zeigte sich aber, dass die arithmetischen Mittel von Proben aus derselben stratigraphischen Höhe bereits derart verschieden sind, dass keine Gesetzmässigkeit innerhalb des Profils mehr festgestellt werden konnte.

Mit Sicherheit kann einzig gesagt werden, dass die arithmetischen Mittel der Rundung in allen Proben für die Gangquarze zwischen 5 und 6 und für die Granite zwischen 6 und 7 liegen, d. h. dass die Gangquarze schlechter gerundet sind als die Granite. Flyschsandsteine und Kalke haben Rundungswerte zwischen 7 und 8, während die am besten gerundeten Dolomite zwischen 8 und 9 liegen.

Wie wir eingangs darlegten, sind die Methoden zur Messung der Rundung zahlreich, die Resultate sind hingegen spärlich. BLENK (1960) zeigte, dass aus Einzelproben keine sicheren Schlüsse auf die Transportart gemacht werden können. Erst aus mehreren Rundungsanalysen, die an verschiedenen Stellen längs der Stromrichtung durchgeführt werden, ergeben sich Rückschlüsse auf das transportierende Medium.

Von grossem Interesse ist die Frage, ob es mit Korngrössen- und Rundungsanalysen möglich ist, festzustellen, wie weit ein Geröll transportiert worden ist. Dass stromabwärts eine Grössenabnahme und eine Zunahme der Rundung erfolgt, haben sowohl Abrasionsexperimente (KUENEN 1956 u. a.) als auch Beobachtungen an natürlichen Beispielen gezeigt (PLUMLEY u. a.). Die sich in einem Fluss abspielenden Prozesse, welche für den Transport, die Grössenabnahme und Rundungszunahme massgebend sind, erwiesen sich jedoch als von sehr komplexer Natur und können bis heute nicht völlig erfasst und nachgeahmt werden. Zusammenfassende Betrachtungen über diese Probleme finden sich in PETTIJOHN (1957), POTTER & PETTIJOHN (1963) und mehr theoretische Überlegungen in SCHEIDEGGER (1961). Es darf nicht verwundern, dass die experimentell gefundenen Beziehungen nicht auf jeden Fluss zutreffen und man noch weit davon entfernt ist, genaue Aussagen über die Transportdistanz machen zu können. So müssen, bevor weiterhin viel Zeit für Rundungsanalysen fossiler Ablagerungen aufgewendet wird, zuerst vermehrte Untersuchungen an rezenten Schottern verschiedener Milieus durchgeführt werden.

Die Rundungsanalyse von Nagelfluhgeröllen erwies sich einmal mehr als eine im jetzigen Zeitpunkt unfruchtbare und zeitraubende Angelegenheit. Vermutlich führt die Analyse von Sandkörnern schneller zu Ergebnissen, weil die Rundung von Körnern mechanisch gemessen werden kann (HOFMANN 1956d, KUENEN 1964) und die Körner zudem physikalisch homogener sind als die Gerölle.

Tab. 4. Zusammensetzung der Nagelfluh des Napfschuttfächers (untersuchte Fraktion > 16 mm).

Geröllarten Probe Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	14	16	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Nicht met. Kristallin																											
Rote Granite	10,5	11,5	6,0	5,0	3,5	1,0	0,5	0,5	1,5	3,5	0,5	4,0	4,0	2,0	1,0	2,5	2,5	2,5	3,5	1,0	2,0	1,0	1,5		1,0		1,5
Grüne Granite	13,0	16,0	4,5	13,0	11,0	10,0	5,0	7,5	3,5	4,0	2,5	3,0	2,5	3,0		1,5	1,5	1,5	3,0		1,5	1,5	4,5	1,5			
Helle Granite und Aplite	11,5	13,0	17,5	4,0	10,5	10,0	8,5	4,0	7,5	9,5	6,0	16,0	7,5	1,0	1,0	2,0	3,0	4,0	0,5	4,5	3,0	3,5	3,5	2,5	3,5	0,5	2,0
Syenite-Diorite	5,0	4,5	5,5	9,5	3,0	3,5	5,0	7,5	3,0	1,0	0,5	5,5	4,5	2,5	3,5	0,5	2,5	2,5	2,5	1,5	2,0	1,0	3,5	4,5	1,0	4,0	0,5
Rhyolithe	3,5	2,5	0,5		7,5	0,5	0,5	1,0	3,5			1,0	0,5				0,5	2,0	1,5			2,0		1,0	0,5		
Ophiolithe	2,0	2,5	1,5	3,5	2,5	4,0	2,5	3,5	6,0	5,0	1,0	4,0	4,0	3,0	3,0		1,5	13,0	20,5	1,5	2,0	2,0	1,5	1,5	2,5	3,5	
Metam. Kristallin																											
Gneise	4,5	6,0	12,0	5,0	3,5	12,0	6,5	4,0	3,0	3,0	2,5	2,5	4,5	1,5	3,0	2,0	1,5	4,5	2,0	2,5	2,0	1,5	1,0	0,5	3,5	2,5	3,5
Glimmerschiefer			1,0						0,5																		
Amphibolite																										0,5	
Total Kristallin	*50,0*	*56,0*	*48,5*	*40,0*	*41,5*	*41,0*	*28,5*	*28,0*	*28,5*	*26,0*	*13,0*	*36,0*	*27,5*	*13,0*	*11,5*	*8,5*	*13,0*	*30,0*	*33,5*	*11,0*	*12,5*	*12,5*	*15,5*	*11,5*	*12,0*	*11,0*	*9,5*
Sedimente																											
Helle Quarzite	12,0	6,0	9,0	14,5	8,0	7,0	7,0	7,0	7,0	5,0	15,0	6,0	7,0	8,0	3,5	3,0	7,0	11,5	7,0	9,0	10,0	16,5	11,5	12,5	10,5	12,5	8,0
Verrucano-Buntsandstein		0,5	1,0	2,0	4,5		1,0	2,5	1,5		2,0	2,0	1,0	2,0			2,0	1,5	1,0	1,5	2,5	0,5	0,5		0,5	0,5	
Ölquarzite	0,5	2,0		1,0			0,5					0,5	1,0	1,5		0,5	1,5	0,5	1,5	1,0		3,0	4,0	1,0	1,0	1,5	1,5
Hornsteine und Radiolarite	1,0	1,5	0,5	0,5	0,5	1,5	0,5		1,0		0,5	0,5		0,5		1,5	1,5		0,5	0,5		2,5		1,5	0,5	1,0	1,0
Schwarze Hornsteine		1,0	1,0		1,0		0,5	0,5	0,5															0,5			
Oolith.-onkolith. Kalke	0,5	1,5	1,0	1,0	1,0			1,0	2,5	1,5			7,5	3,5	4,0	7,5	1,0	6,0	1,5	2,0	0,5	1,0	2,5	5,5	4,0	8,0	3,0
Helle dichte Kalke	4,5	1,0	1,0	1,0	1,0		1,0	5,0	2,0	2,5	3,5	0,5	7,5	4,0	3,0	4,0	5,0	1,0	0,5	9,0	4,5	4,0	3,0	3,5	9,0	8,5	6,5
Dunkle dichte Kalke	8,5	4,0	4,5	9,0	1,0	0,5	0,5	9,0	5,0	2,5	2,0	3,5	4,0	3,5	3,0	4,0	4,0	2,0	4,5	3,0	0,5	1,5	4,0	9,0	1,5	1,0	2,0
Rote Kalke								0,5				1,0		1,0						0,5							1,0
Spatkalke-Ech.-breccien	0,5	0,5	0,5		1,0		1,0	3,0	0,5		1,0	0,5		1,0		1,5	1,0	1,0	0,5	1,0	1,5	1,0		0,5		0,5	
Helle Dolomite	2,0	1,5		3,5		1,0	3,5	7,5	14,5	3,0		0,5		5,5	13,0	11,0	1,5	1,5	1,0	0,5	8,5		5,5		5,0	0,5	0,5
Dunkle Dolomite		1,0	3,5		1,0	3,0	10,0	2,5	8,0	3,5	3,0	1,5		7,5	26,5	36,0	13,5	4,0	2,0	3,5	4,5				3,0		
Flyschgesteine	15,5	13,5	12,5	11,0	6,0	16,0	21,5	14,0	14,5	17,0	37,5	23,5	30,0	25,0	23,0	19,0	36,0	25,5	29,5	35,0	44,5	28,0	28,5	29,5	38,5	37,5	58,5
Glaukonit. Sandsteine		0,5																0,5						1,0		1,0	0,5
Konglomerate					0,5													0,5					0,5				
Breccien	0,5												0,5								1,5		1,0				
Kalzit								0,5	1,0		0,5		1,0	1,0		0,5				0,5					2,0		0,5
Total Sedimente	*45,5*	*34,5*	*34,5*	*43,5*	*25,5*	*29,0*	*47,0*	*53,0*	*58,0*	*35,0*	*65,0*	*40,0*	*59,5*	*64,0*	*76,0*	*88,5*	*74,0*	*55,5*	*49,5*	*67,0*	*78,5*	*58,0*	*61,0*	*64,5*	*75,5*	*72,5*	*83,0*
Gangquarze	3,0	6,5	14,5	16,0	30,0	26,0	20,5	16,0	11,0	35,5	18,5	20,0	12,0	19,5	10,5	3,0	12,0	10,5	16,0	21,5	6,5	25,0	22,5	21,5	11,5	15,0	5,5
Atypisches	1,5	3,0	2,5	0,5	3,0	4,0	4,0	3,0	2,5	3,5	3,5	4,0	1,0	3,5	2,0		1,0	4,0	1,0	0,5	2,5	4,5	1,0	2,5	1,0	1,5	2,0

6. Geröllzählungen

Die Methode, nach welcher wir die Zählungen durchführten, ist auf S. 367 ausführlich dargelegt.

Tab. 5. Zusammensetzung von vier Nagelfluhproben (abgekürztes Zählverfahren).

Geröllarten	Probe Nr. 12	13	15	17
Kristallin	26,0	36,0	29,5	26,0
Sedimente (exklusive Quarzite)	38,0	39,0	39,5	38,0
Gangquarze und Quarzite	32,5	23,0	27,0	32,5
Atypisches	3,5	2,0	4,0	3,5

In Tab. 6 sind die genauen Lokalitätsbezeichnungen und die stratigraphische Stellung aller Zählstellen angegeben. Die meisten liegen innerhalb des eigentlichen Untersuchungsgebietes Escholzmatt–Hasle–Tal der Grossen Fontanne, wobei 2 Proben auf die Granitische Molasse, 9 auf den Luzerner Sandstein, 10 auf die Schüpferegg-Nagelfluh, 2 auf die Mergelzone an der Basis der Napf-Schichten und

Tab. 6. Verzeichnis der Lokalitäten sämtlicher gezählter Nagelfluhproben.

Probe Nr.	Lokalität		Formation
1	SE Wissämmen	638910/196830/840	Granitische Molasse
2	Mannenbach	643280/200430/735	Granitische Molasse
3	Bachtolen	643320/200320/810	Luzerner Sandstein
4	Bockengraben	640400/198980/810	Luzerner Sandstein
5	Siggenhusen	644150/201600/720	Luzerner Sandstein
6	Bienzengraben	643760/201650/780	Luzerner Sandstein
7	Bienzengraben	643690/201680/790	Luzerner Sandstein
8	Bienzenwald	643440/201560/810	Luzerner Sandstein
9	Bienzengraben	643520/201740/820	Luzerner Sandstein
10	Bienzengraben	643510/201790/830	Luzerner Sandstein
11	W Ob. Schwand	644350/202600/850	Luzerner Sandstein
12	NW Änetacher	645110/203040/810	Luzerner Sandstein/Schüpferegg-N.-fluh
13	NW Änetacher	645110/203045/815	Schüpferegg-Nagelfluh
14	W Ob. Schwand	644305/202650/870	Schüpferegg-Nagelfluh
15	NW Änetacher	645105/203050/820	Schüpferegg-Nagelfluh
16	Ballenbach	637480/198350/960	Schüpferegg-Nagelfluh
17	W Oberi Schwand	644270/202695/890	Schüpferegg-Nagelfluh
18	Hinter Obflüe	646400/204270/790	Schüpferegg-Nagelfluh
19	Schüpferegg	643330/202360/1021	Schüpferegg-Nagelfluh
20	Brand	644760/204390/710	Schüpferegg-Nagelfluh
21	Pulverhüsli	642800/203580/770	Schüpferegg-Nagelfluh
22	NW Pulverhüsli	642620/203800/770	Mergelzone (Basis-Napf-Schichten)
23	Eimättili ca.	644750/204550/715	Mergelzone (Basis-Napf-Schichten)
24	NW Pulverhüsli	642460/203950/780	Napf-Schichten
25	Eimättili	644800/204600/780	Napf-Schichten
26	Schwändigraben	637720/199830/1100	Napf-Schichten
27	N Sandacher	636650/214100/740	Napf-Schichten
28	Riserheimet	633450/216520/780	Napf-Schichten
29	Längenbachwald	635320/208600/950	Napf-Schichten
30	Öschgraben	635070/207700/1160	Napf-Schichten
31	Fankhusgraben	638950/205200/1290	Napf-Schichten

8 auf diese selbst entfallen. Da sich an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh und in der Basismergelzone der Napf-Schichten interessante rückläufige Maxima des Kristallingehaltes abzeichneten (Fig. 6), wurde besonders an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh eine engere Probenahme nötig. Um eine eventuelle Veränderung der Geröllzusammensetzung in der Transportrichtung festzustellen, wurden einige Proben längs des Lutherntales entnommen und zwar, da nicht anders möglich, in verschiedener stratigraphischer Höhe innerhalb der Napf-Schichten. Sämtliche Zählungen sind in den Tab. 4 und 5 zusammengestellt.

Tab. 7. Zusammensetzung der Fraktion 4–16 mm von zwei Nagelfluhproben.

Geröllarten	Probe Nr. 3	21
Quarzführendes Kristallin	33	13
Quarzfreies Kristallin	4	2
Total Kristallin	*37*	*15*
Quarzite	16	11
Hornsteine	3	3
Kalke	2	5
Dolomite	6	22
Flyschgesteine	12	22
Total Sedimente	*39*	*63*
Gangquarze	23	20
Atypisches	1	2

a) *Einfluss der Probestelle auf die Geröllzusammensetzung und der Vierfelder-Chiquadrat-Test*[6])

Es ist ein allen Nagelfluhen gemeinsames Merkmal, dass die Geröllgrössenverhältnisse lateral und vertikal starken Schwankungen unterworfen sind. Dies liegt natürlich in der fluviatilen Entstehungsweise dieser Konglomerate begründet und kann rezent in jedem geröllführenden Flusslauf beobachtet werden. Bei der Untersuchung derartig heterogen gekörnter Schotter stellt sich natürlich alsbald die Frage, inwieweit die Zusammensetzung von der Korngrösse und somit von der Probestelle abhängig ist, d. h. spielt es eine wesentliche Rolle, ob die Probe aus einem fein- oder grobgerölligen Teil einer Nagelfluhbank stammt?

Schiemenz (1960) stellte eine beträchtliche Abhängigkeit der Zusammensetzung eines Schotters von der Korngrösse fest, die er jedoch durch Untersuchen einer mittleren, allen Schottern gemeinsamen Korngrösse, umgehen konnte.

Für unsere Aussagen von Interesse ist hauptsächlich, ob sich das Verhältnis von kristallinen zum Rest der Komponenten (exkl. Atypisches) mit der Korngrösse ändert. Um dies überprüfen zu können, stellten wir von 23 Proben den Kristallin- und Sedimentgehalt (inkl. Gangquarze)[7]) in den beiden Fraktionen mit dem grössten Geröllanteil (16–32 mm und 32–64 mm) tabellarisch zusammen (Tab. 8).

[6]) Meinem Studienkameraden Dr. H. Riedwil, Statistiker, danke ich für seine Hilfe bei der statistischen Auswertung der Daten nochmals herzlich.

[7]) Die Gangquarze müssen entweder dem Kristallin oder den Sedimenten zugerechnet werden, obwohl sie aus beiden Gruppen stammen (S. 361). Wir ziehen sie hier zu den Sedimenten, da die späteren Aussagen hauptsächlich auf dem Kristallingehalt s. str. (ohne Gangquarze) beruhen.

Für jede Probe lässt sich nun einzeln untersuchen, ob eine Abhängigkeit der Geröllzusammensetzung von der Korngrösse besteht. Wir wählen hiezu als statistisches Prüfmittel den einfach zu handhabenden Vierfelder-Chiquadrat-Test, dessen Resultate für jede Probe auch noch in der Tab. 8 aufgeführt sind. Auf die geologische Bedeutung dieser Zahlen können wir aber nicht eintreten, ohne vorher

Tab. 8. Vergleich der Anzahl Kristallin- und Sedimentgerölle (inkl. Gangquarze) und Resultate der Vierfelder-Chiquadrat-Teste. Sedimente: normale Schrift; Kristallin: kursiv.

Probe Nr.	Anzahl Gerölle 16–32 mm	32–64 mm	χ^2	Probe Nr.	Anzahl Gerölle 16–32 mm	32–64 mm	χ^2
1	*9*	*70*	1,903	21	*14*	*9*	0,064
	16	61			105	54	
2	*55*	*50*	3,689	22	*24*	*35*	0,070
	54	26			55	70	
3	*79*	*19*	0,001	23	*26*	*35*	4,175
	77	20			69	44	
4	*42*	*32*	0,234	24	*11*	*9*	1,654
	67	42			117	46	
6	*18*	*26*	0,209	25	*8*	*9*	0,052
	33	37			56	62	
7	*44*	*12*	0,097	26	*15*	*8*	0,042
	100	33			111	48	
11	*15*	*10*	0,711	27	*21*	*8*	0,003
	111	46			117	48	
14	*36*	*26*	0,000	28	*10*	*8*	0,933
	67	46			111	48	
16	*38*	*11*	7,702	29	*12*	*9*	0,613
	62	55			104	48	
18	*15*	*7*	0,004	30	*14*	*8*	0,133
	100	51			110	47	
19	*11*	*11*	0,039	31	*13*	*5*	0,249
	77	78			103	60	
20	*15*	*2*	0,230				
	142	35					

zu erläutern, wie wir sie gewonnen haben. Daher sei der Vierfelder-Chiquadrat-Test und seine Anwendung im vorliegenden Falle kurz besprochen. Der Vierfelder-Chiquadrat-Test eignet sich vorzüglich für den Vergleich von zwei beobachteten Verteilungen von Alternativdaten (z. B. Anzahl Kristallingerölle–Anzahl Sedimentgerölle). Will man bei einem gewöhnlichen Chiquadrat-Test feststellen, dass die Verteilung einer Stichprobe sich von derjenigen der Grundgesamtheit nicht unterscheidet (= Null-Hypothese), so muss die erwartete Häufigkeit der Grundgesamtheit bekannt sein. In unserem Falle bildet die Nagelfluh an der Stelle, wo die Stichprobe entnommen wird, die Grundgesamtheit. Die Verteilung dieser Grundgesamtheit ist daher nicht bekannt, sondern die Erwartungswerte müssen durch entsprechende, aus den Randsummen zu ermittelnde Schätzwerte ersetzt werden.

Wir ordnen den Kristallin- und Sedimentanteil der beiden Grössenklassen einer Probe in einer Vierfelder-Tafel an (Tab. 9).

Tab. 9. Schema einer Vierfelder-Tafel zum Prüfen der Abhängigkeit von Kristallin- und Sedimentgehalt von der Korngrösse.

		Fraktion 16–32 mm	32–64 mm	Zeilensumme
Anzahl Gerölle	Kristallin	a	b	$a+b$
	Sedimente	c	d	$c+d$
Spaltensumme		$a+c$	$b+d$	$N=a+b+c+d$

Die Null-Hypothese muss jetzt lauten: Die Häufigkeitsanteile des einen Merkmals (Kristallingehalt) in der einen Fraktion sind gleich denen in der andern Fraktion. Dies formelmässig dargestellt ergibt $H_0 : P_1 = P_2$, wobei $P_1 = a/(a+c)$ und $P_2 = b/(b+d)$ sind. Unter dieser Hypothese können bei Benutzung der Randsummen, die Erwartungswerte für a, b, c und d berechnet werden.

Gemäss der Definition von Chiquadrat und Berücksichtigung der Korrektur von YATES lassen sich diese und die beobachteten Werte zum Ausdruck

$$\chi^2 = \frac{[\,|\,a\,d - b\,c\,|\, - (N/2)\,]^2\,N}{(a+b)\;(c+d)\;(a+c)\;(b+d)}$$

zusammenfassen. Da die Randsummen fest sind, kann nur eine Grösse frei gewählt werden, d. h. der Vierfelder-Chiquadrat-Test besitzt nur einen Freiheitsgrad.

Betrachten wir die Chiquadrat-Werte unserer Proben, so fällt auf, dass sie durchwegs klein sind. Von den 23 untersuchten Proben übersteigen bei einer Sicherheitsschwelle von 5 % bloss 2 die zugehörige Sicherheitsgrenze. Die Sicherheitsschwelle von 5 % besagt, dass bei Zutreffen der Null-Hypothese – die Kristallin- und Sedimentanteile der beiden Fraktionen seien nicht verschieden – von 100 Proben nur ca. 5 die Sicherheitsgrenze überschreiten können.

Theoretisch dürfte also unter unseren 23 Proben 1 signifikante (5 % von 23 = 1,15) zu finden sein; es treten aber 2 auf! Darf nun die Null-Hypothese abgelehnt und ein Zusammenhang zwischen Korngrösse und Geröllzusammensetzung angenommen werden? Am besten kann dies wiederum mit einem Chiquadrat-Test abgeklärt werden. Wir stellen die beobachteten und die theoretisch zu erwartenden Werte in Tabelle 10 zusammen.

Tab. 10. Vierfelder-Tafel. Vergleich der Häufigkeit der beobachteten signifikanten Proben mit den theoretisch zu erwartenden.

	Beobachtet	Theoretisch
Signifikant	2	1,15
Nichtsign.	21	21,85
	23	23

Nach der Formel

$$\chi^2 = \sum \frac{(\text{Beob.} - \text{Theor.})^2}{\text{Theor.}}$$

müssen folgende Rechenoperationen durchgeführt werden:

$$\frac{(2 - 1{,}15)^2}{1{,}15} = 0{,}628$$
$$+ \frac{(21 - 21{,}85)^2}{21{,}85} = 0{,}033$$
$$\chi^2 = 0{,}661$$

Dieser Wert für Chiquadrat ist bei 1 Freiheitsgrad nicht signifikant, d. h. unsere beiden signifikanten Proben können durch blossen Zufall zustande gekommen sein.

Dieses von der Statistik gelieferte Resultat bedeutet auf den praktischen Fall übertragen, dass sich bei unserer Versuchsanordnung kein Zusammenhang zwischen Korngrösse und Gehalt an kristallinen und sedimentären Komponenten der Nagelfluh nachweisen lässt. Das Kristallin-Sedimentverhältnis hängt somit nicht davon ab, ob die Probe aus einem grob- oder feingerölligen Teil einer Nagelfluhbank stammt. Leider konnten wir wegen zu kleinen Geröllzahlen nur von 2 Proben noch zusätzlich die Fraktion 64–128 mm und von 2 anderen die Fraktionen 4–8 mm und 8–16 mm statistisch prüfen. Dabei unterschieden sich nur bei einer Probe (Nr. 3) die Werte der Fraktion 4–8 mm signifikant von denen der anderen Fraktionen. Unsere Untersuchungen umfassen daher nur einen kleinen Korngrössenbereich mit geringem Grössenunterschied, wobei aber gerade extreme Korngrössen aufschlussreich wären. Um eine Abhängigkeit von Korngrösse und Kristallin-Sedimentverhältnis sicher ablehnen zu können, sollten auch die beiden gröberen Grössenklassen (64–128 und $>$ 128 mm) zur Untersuchung gelangen. Dies ist jedoch nur bei einer beträchtlichen Erhöhung der zu untersuchenden Geröllanzahl möglich. Dies gilt in verstärktem Masse, wenn das Verhalten einzelner bestimmter Gesteinstypen überprüft werden möchte. Bei weiteren Untersuchungen wäre ferner interessant, im gleichen Aufschluss auch die Variation der Geröllzusammensetzung innerhalb einer Nagelfluhbank zu untersuchen.

Wir wollen diesen vornehmlich statistischen Betrachtungen gewidmeten Abschnitt nicht verlassen, ohne auf eine heute nicht mehr haltbare Schlussfolgerung, die TANNER (1944) aus seinen Homogenitätsprüfungen der Nagelfluh gezogen hat, einzugehen. Er untersuchte an 9 Probestellen mittels des Chiquadrat-Tests, ob die Geröllverteilung homogen sei und damit eine Voraussetzung für die Zuverlässigkeit der Zählungen erfüllt sei. Von allen geprüften Proben war nur eine einzige auf dem 4 %-Niveau signifikant. TANNER (1944) schliesst daraus: «nur in 4 von 100 analogen Zählversuchen würden so hohe Abweichungen von den Mittelwerten auftreten, so dass sich hier bei homogener Mischung der Verdacht der Inhomogenität innerhalb der Zählstelle aufdrängt». Dieser Fall entspricht ganz dem unsrigen, nur hatten wir auf 23 Proben 2 signifikante, statt 1 auf 9 Proben. Mit dem Chiquadrat-Test (vgl. Tab. 10) kann nun ganz analog gezeigt werden, dass die eine signifikante Probe rein zufällig entstanden sein kann ($\chi^2 = 0{,}706$ bei 1 Freiheitsgrad), d. h. dass TANNER (1944) eben gerade eine der vier auf hundert Proben möglichen zufälligen Abweichungen erwischt hat und seine Schlussfolgerung statistisch nicht haltbar ist.

b) *Die zeitliche Veränderung der Nagelfluhzusammensetzung*

Nachdem wir uns einen Überblick über die verschiedenen, die Nagelfluh aufbauenden Gesteinsarten verschafft hatten, stellten wir ein Schema auf, nach wel-

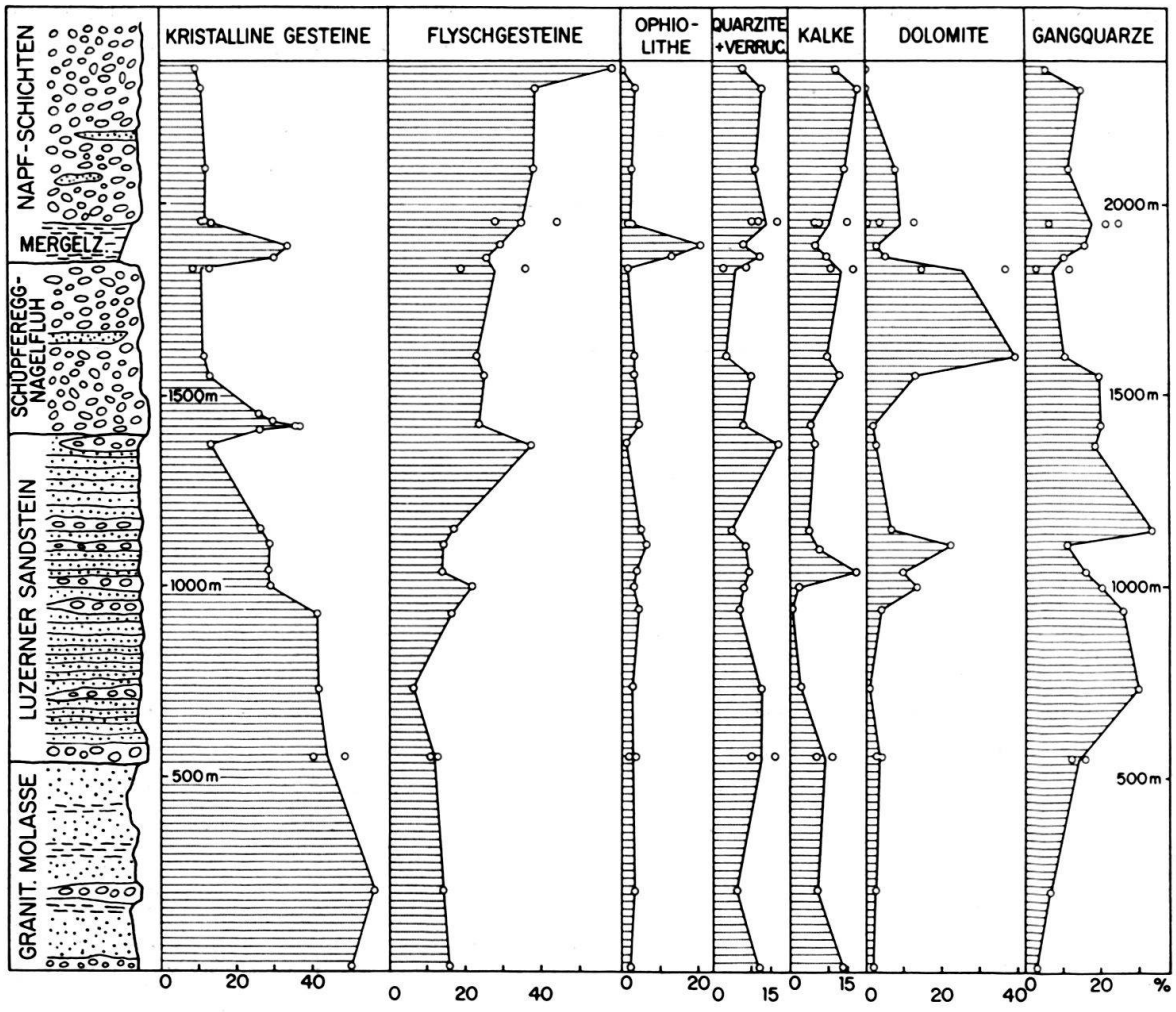

Fig. 5. Die zeitliche Entwicklung der verschiedenen Gerölltypen der Nagelfluh.

chem alle Geröllzählungen durchgeführt wurden (vgl. Tab. 1). Ein solches für alle Nagelfluhen unseres Untersuchungsgebietes gültiges Zählschema konnte angewendet werden, da sich die Veränderungen des Geröllbestandes mehr quantitativer als qualitativer Art erwiesen, wie dies bereits von CADISCH (1927) allgemein für die schweizerischen Nagelfluhen festgestellt worden war. Die Zählungen hatten vor allem den Zweck, vertikale Änderungen in der Zusammensetzung der Nagelfluh zu erfassen, da diese ein Abbild der Vorgänge und Verhältnisse im Rückland darstellen und zudem eine lithostratigraphische Gliederung der fossilarmen Nagelfluhkomplexe ermöglichen.

Zu unserer Überraschung liessen bereits die ersten durchgeführten Zählungen eine Entwicklung in der Zusammensetzung der Nagelfluh vermuten, obwohl LIECHTI (1928) im westlichen Teil des Napfschuttfächers keine wesentlichen Veränderungen hatte feststellen können.

Der Tab. 4 wurde der Anteil an Kristallingeröllen jeder Probe sowie deren Gehalte an Ophiolithen, Quarziten-Verrucano, Kalken, Dolomiten, Flyschgeröllen und Gangquarzen entnommen und in Fig. 5 in Abhängigkeit von der stratigraphischen Lage dargestellt. Wie aus dem summarischen Profil zu entnehmen ist, stammen die Pro-

ben aus allen lithologischen Komplexen des untersuchten Gebietes und umfassen die Zeitspanne von der obersten Granitischen Molasse bis zu den höchsten Napf-Schichten. Der kritische Betrachter der Fig. 5 und 6 wird uns die zu geringe Probedichte vor allem im Luzerner Sandstein und in der Granitischen Molasse vorwerfen. Die geringe Probedichte ist jedoch einzig und allein die Folge der geologischen Verhältnisse; denn die oberste Granitische Molasse und der Luzerner Sandstein sind im untersuchten Gebiet sehr geröllarm, so dass praktisch alle vorhandenen Nagelfluhbänke untersucht und in den Fig. 5 und 6 dargestellt sind. Ein dichteres Probenetz wäre erst weit ausserhalb des Untersuchungsgebietes (SW Escholzmatt) möglich, wo der eigentliche Luzerner Sandstein von der Nagelfluh fast völlig verdrängt wird.

Zufolge schlechter Aufschlussverhältnisse waren wir zudem gezwungen, die Proben aus verschiedenen Profiltrassees zu entnehmen und in ein gemeinsames Profil hineinzuprojizieren. Wegen der starken Abnahme des Schichtfallens von der Hauptantiklinale gegen N konnten nicht alle Proben ganz genau eingestuft werden, sofern sie nicht an einen bestimmten Horizont (z. B. Basis des Luzerner Sandsteins oder der Schüpferegg-Nagelfluh gebunden waren).

Betrachten wir zuerst die Entwicklung des Kristallingehaltes (Fig. 5). Die Abnahme der kristallinen Komponenten von der liegenden Granitischen Molasse zu den hangenden Napf-Schichten ist evident. Sie wird durch je ein Maximum an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh und in der Basismergelzone der Napf-Schichten unterbrochen. Ungefähr komplementär zu den kristallinen Komponenten verhalten sich die Flyschgerölle, welche die Hauptmasse der Sedimente stellen. Sie nehmen vom Liegenden zum Hangenden von 15 % auf 59 % zu. Von den häufigeren Gesteinsarten zeigen nur noch die Ophiolithe, Dolomite, Kalke und Gangquarze Änderungen im Profil, während die Quarzite-Verrucano keine Tendenz erkennen lassen. Die Dolomite zeigen vor allem in der Schüpferegg-Nagelfluh hohe Werte (max. 47 %) und die Gangquarze erreichen die stärkste Verbreitung im Luzerner Sandstein (Extremwert 71 %). Die Ophiolithe sind durchwegs von wenig Bedeutung. Nur in der Basismergelzone der Napf-Schichten steigen sie sprunghaft auf 20 % an und sind für den Peak der Kristallinkurve verantwortlich.

c) *Statistische Auswertung und Interpretation der Geröllzählungen*

Die nachstehenden Ausführungen stützen sich vor allem auf Fig. 6, in welcher wiederum der Kristallinanteil jeder Probe in Abhängigkeit von der stratigraphischen Höhe aufgetragen ist. Diese ist als unabhängige Variable längs der x-Achse abgetragen. Als Bezugshorizont verwendeten wir die Basisnagelfluh des Luzerner Sandsteins und verlegten davon ausgehend den Nullpunkt der Einfachheit halber auf unsere tiefste Probe in der Granitischen Molasse. Auf der y-Achse ist für jede Probe die Anzahl Kristallingerölle von total 200 Komponenten als abhängige Variable aufgetragen. Fig. 6, welche zur besseren Orientierung ein summarisches stratigraphisches Profil enthält, ist eine Kombination von mathematischer und geologischer Darstellungsweise. Daher wurde den Konventionen der Mathematik zuliebe, in der jetzigen Darstellung der Nullpunkt rechts gesetzt.

Zur Abklärung der Fragen, ob die Maxima an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh und in der Mergelzone an der Basis der Napf-Schichten echt oder zufällig, und

ob die allgemeine Entwicklung des Kristallingehaltes eine regelmässige sei, zogen wir statistische Methoden zu Hilfe.

Mit dem Vierfelder-Chiquadrat-Test untersuchten wir zunächst, ob das Mittel der Proben 13 und 14 vom Mittel der Proben 11 und 18 signifikant verschieden sei. Die Proben 11 und 18 wurden unter der Annahme einer konstanten Abnahme des Kristallingehaltes auch über die durch das Maximum gebildete Lücke hinweg herausgegriffen; d. h. es wurde getestet, ob der Maximalwert vom durch die Kurve dargestellten Grundwert verschieden sei. Die berechnete Chiquadrat-Testgrösse von 55 übersteigt bei 1 Freiheitsgrad die Sicherheitsgrenze $P = 0{,}01$. Das bedeutet, dass in weniger als 1 von 100 Fällen ein derartiger Unterschied durch blossen Zufall auftreten könnte. Ein solcher Unterschied kann als signifikant angesprochen werden.

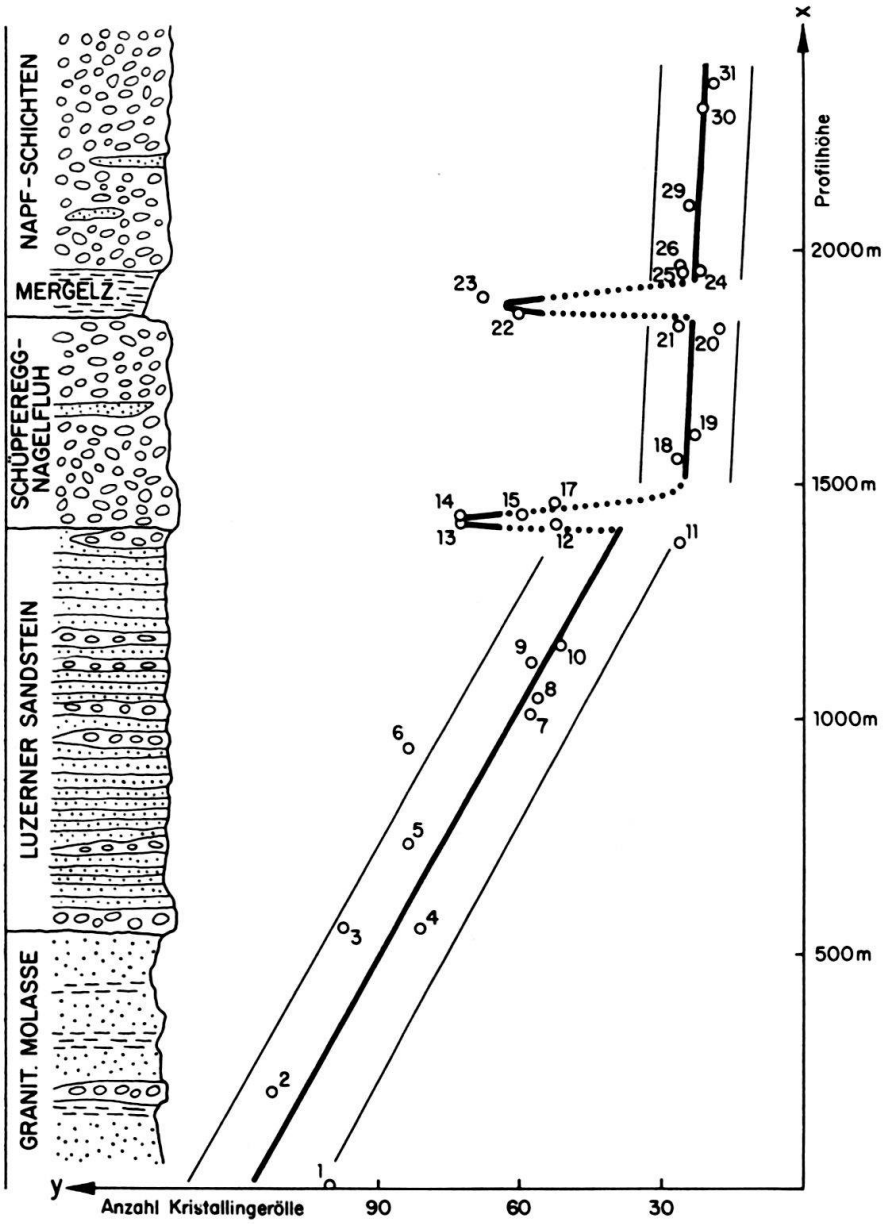

Fig. 6. Die zeitliche Entwicklung des Kristallingehalts der Nagelfluh.

Auf dieselbe Weise testeten wir das Mittel der Maximalwerte der Proben 13 und 14 gegen das Mittel der Proben 12 und 17 und dieses wieder gegen dasjenige der Proben 11 und 18 (vgl. Fig. 6). Im ersten Falle erhielten wir einen Chiquadrat-Wert von 9. Der Unterschied ist bei 1 Freiheitsgrad als schwach signifikant (Sicherheitsschwelle $P = 0{,}05$) zu bezeichnen, im zweiten Fall mit $\chi^2 = 21$ als signifikant. Das heisst, dass die Proben 12 und 17 weder zu den normalen Werten noch zu den Maximalwerten gehören und somit einen Übergang von den ersteren zu den letzteren darstellen. Auch das Maximum an der Basis der Napf-Schichten ist mit $\chi^2 = 42$ bei 1 Freiheitsgrad von der Grundkurve signifikant verschieden (Mittel von 22 und 23 getestet gegen Mittel von 21 und 25). Auf die geologische Bedeutung dieser Aussagen kommen wir noch zurück.

Unter Vernachlässigung der beiden Maxima wurde zuerst versucht, die restlichen Punkte durch eine Gleichung anzunähern. Infolge der Anordnung der Punkte längs einer leicht gebogenen Kurve, war anzunehmen, dass sie am besten mit einer Gleichung zweiten Grades erfasst werden könnten. Wir mussten aber feststellen, dass die Kurve vor allem den Punkten über der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh nicht gerecht wird, weil sich diese mehr längs einer Geraden scharen (vgl. Fig. 6). Die Entwicklung des Kristallingehaltes von der Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten kann deshalb keine gleichmässige, durch eine einzige Gleichung zu erfassende sein. Vielmehr lassen sich die Punkte unter und über der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh getrennt durch je eine lineare Gleichung annähern. Es kann hier nicht der Ort sein, um auf die Methoden, wie eine solche Gleichung für eine Punktverteilung gefunden wird, näher einzutreten. Wir verweisen den interessierten Leser auf die Lehrbücher der Statistik.

Für den Kristallingehalt der Proben aus der Granitischen Molasse und dem Luzerner Sandstein wurde die Gleichung

$$Y = 116{,}3 - 0{,}0552\,x$$

und für diejenigen aus der Schüpferegg-Nagelfluh und den Napf-Schichten die Gleichung

$$Y = 32{,}4 - 0{,}0049\,x$$

errechnet (Fig. 6). Für die Werte, wie sie durch die beiden linearen Gleichungen dargestellt werden, kann unter Benutzung der Tab. A 24 in NATRELLA (1963) der Vertrauensbereich von 0,95 abgegrenzt werden (Fig. 6).

Bei einer Sicherheitsschwelle von 5% sollten dann die beobachteten Werte innerhalb des Vertrauensbereichs liegen. Dies ist jedoch nicht der Fall (Fig. 6), da drei Werte von elf ausserhalb zu liegen kommen. Weil jedoch, die aus dem Dach des Luzerner Sandsteins entnommene Probe bereits einen so tiefen Wert angenommen hat, wie ihn die Schüpferegg-Nagelfluh zeigt, so dürfen wir mit guten Gründen Probe 11 eher zur Schüpferegg-Nagelfluh als zum Luzerner Sandstein gehörend betrachten. Sie fällt denn auch schön in den Vertrauensbereich der Schüpferegg-Nagelfluh. Da wir die Zusammensetzung der Nagelfluhen der oberen Granitischen Molasse kennen, dürfen wir unsere Gleichung nicht weiter nach unten verlängern. So ist es möglich, dass Probe Nr. 1, welche knapp ausserhalb des Vertrauensbereichs zu liegen kommt, nicht mehr zuverlässig mit unserer Gleichung $Y = 116{,}3 - 0{,}0552\,x$ erfasst werden kann. Im Bereich, für den diese Gleichung sicher gültig ist, liegt deshalb nur noch eine Probe – wahrscheinlich rein zufällig – ausserhalb der Vertrauensgrenzen. Wir dürfen daher annehmen, dass die Entwicklung des Kristallingehaltes von der obersten Granitischen Molasse in die Napf-Schichten durch die beiden Gleichungen hinreichend genau wiedergegeben wird.

In Fig. 6 sind zudem die beiden Maxima aufgetragen, die nach dem Ergebnis des Vierfelder-Chiquadrat-Tests signifikant verschieden sind von den Gehalten der Grundkurven. Wie bereits erwähnt, bringen die Proben 12, 15 und 17 den Übergang von den Normalwerten zu den Extremwerten zum Ausdruck, was zeigt, dass wir es nicht mit einem rein zufällig hohen Kristallinwert, sondern mit einem An- und Abschwellen des Kristallingehaltes zu tun haben. In der Mergelzone an der Basis der Napf-Schichten wurden zu wenig Proben entnommen, um einen auch hier möglichen Übergang feststellen zu können.

Die zeitliche Entwicklung der verschiedenen Gerölltypen, wie sie aus Fig. 5 und Fig. 6 hervorgeht, erlaubt nun, den ganzen Nagelfluhkomplex des Napf zu gliedern, wobei uns die Kurve des Kristallinanteils den besten Dienst leistet. Die stampischen Nagelfluhen enthalten nach HOLLIGER (1954) nie mehr als 25 % kristalline Gerölle (ohne Gangquarze) und unterscheiden sich daher deutlich von denjenigen der Granitischen Molasse, die extrem kristallinreich sind. Von der obersten Granitischen Molasse bis in den obersten Luzerner Sandstein fällt der Kristallingehalt gemäss der gerechneten Geraden (Fig. 6) von 58 % auf 20 % ab. Mit dem plötzlichen Einsetzen der Schüpferegg-Nagelfluh, nimmt er an deren Basis sprunghaft von 20 % auf 35 % zu, um sogleich wieder auf 12 % abzufallen. Die weitere Abnahme des Kristallins bleibt innerhalb der Schüpferegg-Nagelfluh gering. Erst in der Basismergelzone der Napf-Schichten schnellt der Kristallingehalt nochmals bis auf 32 % hinauf, wofür ausschliesslich das plötzliche Ansteigen der Ophiolithe (Fig. 5) verantwortlich ist. Innerhalb der eigentlichen Napf-Nagelfluh nimmt dann das Kristallin ebenso schwach wie in der Schüpferegg-Nagelfluh gegen das Hangende ab.

Die Kurve des Kristallingehaltes gibt uns ein wirksames Mittel in die Hand, Profile innerhalb der Napf-Schüttung korrelieren zu können. Die Kristallinabnahme ist in der Schüpferegg-Nagelfluh und den Napf-Schichten indessen so gering, dass es, trotz der geringen Streuung der Werte nicht möglich wäre, Einzelproben einer der beiden Formationen zuzuweisen. Die Untergrenzen sind aber deutlich durch die beiden Maxima gekennzeichnet. Diese unterscheiden sich zudem durch den Anteil an Ophiolithen (Fig. 5). Geröllproben aus der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh und des Luzerner Sandsteins können auf Grund ihres Kristallingehaltes nicht unterschieden werden. Die übrige Schüpferegg-Nagelfluh ist jedoch durch einen hohen Gehalt an Dolomitgeröllen (bis 47 %) gekennzeichnet (Fig. 5). Nun geht es ja meistens nicht darum, Einzelproben einstufen zu können, sondern ganze Profile zu korrelieren. Das dürfte auf Grund des Kristallingehaltes innerhalb des Napfschuttfächers möglich sein, falls die Zusammensetzung keinen grösseren seitlichen Wechseln unterworfen ist. Unsere Untersuchungen haben gezeigt, dass dies jedenfalls innerhalb des untersuchten Gebietes nicht der Fall ist.

Die Entwicklung der Gerölltypen der Nagelfluh lässt auch interessante Rückschlüsse auf die Verhältnisse im Hinterland zu. Betrachten wir nochmals die Kurve der Kristallingerölle (Fig. 6), so fällt neben den beiden Maxima die allgemeine Abnahme des Kristallingehaltes vom Liegenden zum Hangenden auf. Diese Abnahme ist aber keine regelmässige, sondern die beiden Geraden weisen deutlich verschiedene Steigungen auf, wodurch ein Knick an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh entsteht. Ferner streuen die darunter liegenden Werte viel stärker als die darüber liegenden.

Während in chattischer Zeit bereits die Simmen-Decke stark erodiert wurde (LEUPOLD et al. 1942), wie die Anwesenheit von Mocausakonglomeraten in der Bäuchlen-Nagelfluh beweist (HOLLIGER 1954), und im Querschnitt des Entlebuch vorwiegend sedimentreiche Nagelfluhen geschüttet wurden, setzte zur Zeit der Granitischen Molasse eine extrem kristallinreiche Schotterzufuhr ein. Wie unsere Untersuchungen zeigen, verlieren die kristallinen Einzugsgebiete von der oberen Granitischen Molasse an ständig an Bedeutung. Wir bringen dies in Zusammenhang mit der Transgression des miocänen Meeres und dem vermutlich damit verbundenen Emporsteigen der kristallinen Zentralmassive und der darüberliegenden Sedimentstapel. Dies führte wieder zu erhöhtem Abtrag der beckennahen Flyschgesteine und einem Zurücktreten der kristallinen Komponenten in den sich bildenden Schuttfächern. Mit dem Beginn der Schüpferegg-Nagelfluh, wo man bequemerweise meist das Helvétien einsetzen lässt, muss ein erneuter tektonischer Vorgang zusammenhängen. Nach STAUB (1934) ist es die Herausbildung der axialen Mulden im werdenden Alpengebirge, welche an der Wende Burdigalien/Helvétien wieder grosse, tief ins Gebirge zurückgreifende Flüsse entstehen lässt. Jedenfalls ist der Schottervorstoss, der mit dem Beginn der Schüpferegg-Nagelfluh zusammenfällt, ausserordentlich kräftig, reicht er doch gegen Osten bis an den Zugersee (SPECK 1953). Die unterostalpinen Deckenkerne liefern nur noch wenig Detritus in die Vortiefe. Wahrscheinlich sind die Klippen-Decke und der Schlierenflysch Hauptlieferanten. Das Kristallinmaximum an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh kann auf die Zufuhr liegengebliebenen Materials von der Zusammensetzung der liegenden Nagelfluhen zurückgeführt werden (erhöhte Transportkraft), während dasjenige der Basismergelzone auf zeitgleicher Erosion eines ophiolithreichen Körpers beruhen mag. Das Vorkommen von Konglomeratgeröllen sowie die geringe Streuung und Konstanz der Kristallinwerte lässt aber durchaus die von CADISCH (1928) angedeutete Möglichkeit der Aufarbeitung älterer Nagelfluh offen.

Der skizzierte Erosionsablauf (vgl. auch S. 363 ff.) ist natürlich höchst unvollständig und hypothetisch. Aber wir zweifeln nicht, dass weitere Untersuchungen der sedimentären Gerölle und vor allem der stampischen Nagelfluhen helfen werden, die Entstehung der Entlebucher Schuttfächer und des hinter ihnen liegenden Alpengebirges zu enträtseln.

III. DIE SANDSTEINE

Die Sandsteine, nach denen die gesamten Molasseablagerungen ihren Namen erhielten (STUDER 1853), haben auch in unserem Gebiet am Aufbau der Schichtfolge grossen Anteil. Es liegt in der Natur dieser syn- bis postorogenen Sedimente, dass ihr sandig-toniger Anteil noch nicht zur Entmischung gelangt ist. Er liegt nicht als Kalkstein, Quarzsand und Ton, sondern in Form von unreifen, schlecht charakterisierbaren Zwischengliedern der Kalk-Sandstein-Tongruppe vor. Daraus ist ersichtlich, dass man nicht bei der nur beschreibenden Untersuchungsmethodik stehen bleiben darf, wenn man bei der Erforschung derartiger Gesteine weiterkommen will. Das hatten, wie die folgenden Seiten zeigen, bereits zahlreiche Bearbeiter der schweizerischen Molasse erkannt.

Wir untersuchten alle Sandsteinproben auf ihre Korngrössenverteilung, ihren Schwer- und Leichtmineralgehalt und auf die Menge des vorhandenen Kalzits und

Dolomits. Die an einigen Proben durchgeführten morphoskopischen Untersuchungen der Quarzkörner, sowie Bestimmungen des spezifischen Gewichts, der Porosität und der Eckigkeit lieferten weitere Daten.

1. Karbonatbestimmungen durch komplexometrische Titration

a) *Allgemeines*

Der Anteil des in kalkigen Gesteinen vorhandenen Kalzits und Dolomits hat die Geologen schon früh interessiert, und so gehört heute wie ehedem die Salzsäureflasche zum Ausrüstungsmaterial eines jeden Geologen. Mit dem Aufkommen der Sedimentpetrographie gelangten die Gesteine vermehrt zur exakten Untersuchung ins Laboratorium, wo auch die Menge des vorhandenen Kalzits und Dolomits genau bestimmt wurde. Da aber die Bestimmung des Kalziums und Magnesiums mit den üblichen Methoden der klassischen Analyse ein gut eingerichtetes Laboratorium erfordert, wurden die Karbonatbestimmungen in geologischen Laboratorien meistens mit dem Passonapparat (calcimètre de Bernard) vorgenommen, mit welchem das von der Salzsäure (oder Essigsäure) aus der kalkigen Probe entwickelte CO_2-Gas gemessen wurde. Dabei schloss man aus der Reaktionsgeschwindigkeit des freiwerdenden Gases auf die Menge des vorhandenen Kalzits und Dolomits. Die Geschwindigkeit einer chemischen Reaktion ist aber stark von der Korngrösse des reagierenden Stoffes abhängig. Deshalb wurden die Gesteine im Mörser kleiner als eine bestimmte Korngrösse pulverisiert oder bei Lockergesteinen zuerst eine Siebanalyse vorgenommen und die Kalzit- und Dolomitmenge in einer oder mehreren Fraktionen bestimmt (JENNY und DE QUERVAIN 1960).

Eigene vergleichende Untersuchungen an Sandsteinen und kalkigen Dolomiten haben deutlich gezeigt, dass die Passonmethode bei dolomithaltigen Sandsteinen und vor allem bei feinkörnigen Dolomiten grobe Fehler ergeben kann, wodurch ein mehr oder weniger falsches Bild des Kalkgehaltes vermittelt wird.

Es ist daher erstaunlich, dass die viel genauere komplexometrische Kalzium- und Magnesiumbestimmung, die nur bei tonreichen Proben insofern verfälschte Resultate ergibt, als auch die aus dem Gitter der Phyllosilikate herausgelösten Ca- und Mg-Ionen mittitriert werden (MÜLLER 1956b), noch nicht in allen Laboratorien der Geologie und Bodenkunde Einzug gehalten hat. Es dürfte dies wohl auf die weitverbreitete Scheu des Geologen vor allzu chemischen Problemen zurückzuführen sein. Aus diesem Grunde sei untenstehend die Methodik in einer sehr ausführlichen – und für den in chemischen Fragen Bewanderten banalen Form – angegeben.

b) *Methodik*

SCHWARZENBACH (1960) und Mitarbeiter entdeckten nach dem zweiten Weltkrieg eine Reihe organischer Verbindungen, die mit Metallen, besonders auch den Erdalkalien, stabile Komplexe bildeten. In der Geologie wurde die Methode erstmals von CHENG, KURTZ und BRAY (1951) und von TSVETKOW (1951) angewandt.

Wir geben hier mit geringen Abänderungen, die im Labor der Gewerkschaft Elwerath, Hannover, erlernte und von MÜLLER (1956a, b) publizierte Methode wieder, die etwas von der in SCHWARZENBACH (1960) beschriebenen abweicht. Sie eignet sich vorzüglich für Reihenuntersuchungen.

Reagenzien und benötigtes Material

Äthylendiamintetraessigsäure (als Komplexon III bei Siegfried AG, Zofingen, erhältlich). Davon stellt man durch Lösen von 37,225 g in 1 l destilliertem Wasser eine 0,1-mol Standardlösung her.

HHSNN und Eriochromschwarz T Indikator (käuflich bei Siegfried AG).

Am zweckmässigsten zerreibt man jeden Indikator mit NaCl im Verhältnis 1:100.

Natronlauge. Aus festen Plättchen wird eine gesättigte Lösung hergestellt.

Ammoniumsalzpuffer von pH 10 (54 g Ammoniumchlorid und 350 ml konzentrierter 25 %iger Ammoniak werden in destilliertem Wasser zu 1 Liter gelöst).

Salzsäure 10 %ig, Ammoniak 25 %ig, Wasserstoffperoxyd 30 %ig und destilliertes Wasser.

Bürette (bei häufigem Gebrauch empfiehlt sich, eine Bürette mit automatisch einstellendem Nullpunkt zu verwenden), Pipette (20 ml), Messkolben (1000 ml, 200 ml), Erlenmeyerkolben (250 ml), Bechergläser und Magnetrührer (nicht unbedingt erforderlich, aber sehr praktisch).

Vorbehandlung der Proben

Die Probe des zu untersuchenden Gesteins wird etwas zermörsert und getrocknet. Davon werden 2 g in einem Becherglas abgewogen und die Karbonate durch Zugabe von ca. 50 ml 10 %iger Salzsäure und erwärmen (nicht kochen) gelöst. Die Reaktion ist beendet, wenn keine CO_2-Entwicklung mehr festzustellen ist. Da Eisen und die andern Schwermetalle stören, wird Fe^{II} mit einigen Tropfen 30 %igen Wasserstoffperoxyds in Fe^{III} übergeführt. Indem man die heisse Lösung mit konzentriertem Ammoniak neutralisiert, fallen Eisen und Aluminium als rötlicher Niederschlag aus. Das Ganze wird in einen 200-ml-Messkolben gebracht und dieser bis zur Marke mit destilliertem Wasser aufgefüllt. Dann giesst man die Lösung in einen 250-ml-Erlenmeyerkolben, der mit einem Pfropfen verschlossen und mit Vorteil über Nacht stehengelassen wird. In dieser Zeit sedimentiert der bei der Fällung entstandene Niederschlag.

Von den nun klaren 200 ml Lösung, welche die 2 g der Einwaage, davon alle Karbonate gelöst, enthalten, pipettiert man je 20 ml zur Bestimmung des Kalziums und des Gesamtkarbonats (Ca + Mg) in Bechergläser ab.

Bestimmung des Kalziums gegen HHSSN[8])

In das etwa zu $^2/_3$ mit destilliertem Wasser aufgefüllte Becherglas wird ca. eine Spatelspitze pulverförmiges HHSNN zugegeben (der Indikator wurde mit NaCl im Verhältnis 1:100 vermischt). Mit konzentrierter Natronlauge bringt man die Lösung mindestens auf pH 12. Sodann wird die Probe mit 0,1 mol Komplexonlösung auf einem Magnetrührer titriert, bis der Farbumschlag von violett nach reinem Blau erfolgt.

Bestimmung von Kalzium und Magnesium gegen Eriochromschwarz T

Zu den 20 ml Probelösung gibt man 10 ml Ammoniumsalzpuffer, füllt bis ca. zur Hälfte mit destilliertem Wasser auf und gibt etwa eine Spatelspitze Eriochromschwarz T als Pulver zu (der Indikator wurde mit NaCl im Verhältnis 1:100 vermischt). Die bei pH 10 gepufferte Lösung wird mit 0,1 mol Komplexon titriert, bis die Farbe von violett nach reinem Blau umschlägt.

[8]) Früher wurde anstelle von HHSNN Murexid verwendet, dessen Farbumschlag aber wesentlich schlechter wahrzunehmen ist.

Berechnung von Kalzit und Dolomit

Die Menge des bestimmten Kalziums und Magnesiums wird zu Kalzit $CaCO_3$ und Dolomit $CaMg(CO_3)_2$ umgerechnet. Zahlreiche Untersuchungen haben schon gezeigt, dass im Dolomit das stöchiometrische Verhältnis Ca:Mg variabel ist, und dass auch der Kalzit einige Prozente Mg in sein Gitter einbauen kann (DUNBAR & RODGERS 1957). Für die Routinearbeit muss aber von der Annahme ausgegangen werden, dass reines $CaCO_3$ und $CaMg(CO_3)_2$ vorliegen. Magnesit wurde in den untersuchten Gesteinen nie festgestellt.

1 ml 0,1 mol Komplexon entspricht 10,009 mg $CaCO_3$ oder 8,433 mg $MgCO_3$ oder 18,442 mg $CaMg(CO_3)_2$.

Die in Dolomit umzurechnende Menge Komplexon wird aus der Differenz der Eriochromschwarz-T-Titration und der HHSNN-Titration erhalten. Diese muss zur Berechnung des Prozentgehalts mit dem Äquivalentgewicht für Dolomit (18,442) und einem Faktor 1000 multipliziert und mit 2 dividiert werden, weil die Ausgangsmenge stets 2 g beträgt. Die Formel zur Berechnung der Dolomitprozente lautet daher (MÜLLER 1956a):

$$\% \text{ Dolomit} = \text{verbrauchte ml Komplexon (Differenz der Eriochromschwarz-T- und HHSNN-Titrationen)} \cdot 18{,}442 \cdot \frac{1000}{2}$$

Dieselbe Anzahl ml Komplexon, die in den Dolomit eingegangen ist, muss natürlich von den ml der HHSNN-Titration subtrahiert werden. Die verbleibenden ml werden zur Berechnung der Kalzitprozente mit dem Äquivalentgewicht für Kalzit (10,009) und dem Faktor 1000 multipliziert und, da die Ausgangsmenge 2 g beträgt, mit 2 dividiert. Die Formel für die Kalzitprozente lautet:

$$\% \text{ Kalzit} = \text{verbrauchte ml Komplexon bei HHSNN-Titration minus Differenz in ml der Eriochromschwarz-T- und HHSNN-Titrationen} \cdot 10{,}009 \cdot \frac{1000}{2}$$

c) *Ergebnisse der Karbonatbestimmungen*

Die Ergebnisse der Kalzit- und Dolomitbestimmungen, welche an zahlreichen Proben aus allen lithologischen Komplexen durchgeführt wurden, sind in Tabelle 14 enthalten.

Betrachten wir zunächst die Verhältnisse in der Zone der Granitischen Molasse. Leider sind hier im untersuchten Gebiet die Aufschlüsse teilweise selten, so dass die Probenahme nicht so dicht, als wünschenswert gewesen wäre, erfolgen konnte. In Fig. 7 sind die Karbonatgehalte eines Querprofils durch die Granitische Molasse aufgetragen. Südlich der Antiklinalaufschiebung (Scheitel der «Hauptantiklinale»), wo die ältesten Schichten der Granitischen Molasse zutage treten – FÜCHTBAUER (1964) nimmt eine Versetzung des SE-Flügels gegenüber dem NE-Flügel von mindestens 2000 m an – finden wir auch verhältnismässig hohe Karbonatwerte. Diese zeigen wohl bereits den Übergang zu den kalkreicheren stampischen Schichten an. Aber auch gegen den hangenden Luzerner Sandstein im N erkennt man ein deutliches Ansteigen des Kalkgehalts, während dieselbe Zunahme im S, wo sie wegen des antiklinalartigen Baus dieser Zone ebenfalls zu erwarten wäre, weniger deutlich ist.

Die aufgeschobenen stampischen Schichten sind an ihrem hohen Karbonatgehalt wieder leicht kenntlich.

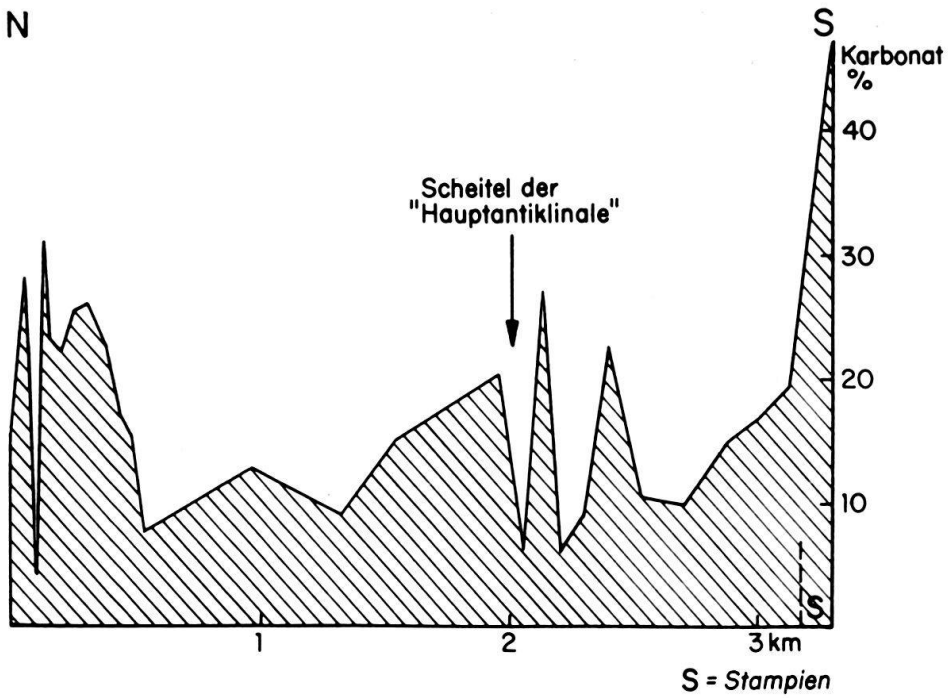

Fig. 7. Querprofil durch die Zone der Granitischen Molasse; Karbonatgehalt der Sandsteine.

Fig. 8 zeigt die weitere Entwicklung des Karbonatgehalts von der oberen Granitischen Molasse in die unteren Napf-Schichten. Unter Berücksichtigung des wechselnden Schichtfallens wurden die Mächtigkeiten der verschiedenen Komplexe bestimmt und die Proben so gut als möglich eingestuft. Von der obersten Granitischen Molasse an steigt der Karbonatgehalt von etwa 20 % langsam auf 30 % im oberen Luzerner Sandstein, nimmt in der Schüpferegg-Nagelfluh weiter zu und erreicht in den unteren Napf-Schichten 40 %. Wir haben aus den Einzelwerten die Tendenz berechnet und können sie durch eine Gerade der Gleichung

$$Y = 20{,}2 + 0{,}0104\ x$$

ausdrücken. Diese Abhängigkeit des Karbonatgehalts von der stratigraphischen Höhe ist hochsignifikant. Da eine Tendenz vorhanden ist, hat es keinen Sinn, für die einzelnen Formationen mittlere Karbonatwerte anzugeben. Trotzdem die Einzelwerte innerhalb eines einheitlichen lithologischen Körpers beträchtlich schwanken, kommt in der profilmässigen Darstellung der Werte die Tendenz unverkennbar zum Ausdruck.

Das Kalzit/Dolomitverhältnis (Tab. 14) ist für die meisten Proben der Granitischen Molasse und des Luzerner Sandsteins kleiner als 6. Nur die Proben aus der oberen Schüpferegg-Nagelfluh und den Napf-Schichten (exkl. Mergelzone) erreichen fast durchwegs wegen des Zurücktretens des Dolomits ein Kalzit/Dolomitverhältnis über 10. Die Untersuchung der begleitenden Nagelfluhen lehrt, dass dies auf das Überwiegen der dolomitarmen Flyschsandsteine bzw. ihres Detritus zurückzuführen ist (vgl. auch FÜCHTBAUER 1964).

Die Erklärung für die Zunahme des Karbonatgehalts von der liegenden Granitischen Molasse zu den hangenden Napf-Schichten liefert uns ebenfalls die Geröllanalyse der Nagelfluh. Wie wir gesehen haben (S. 387), herrschte zur Zeit der Grani-

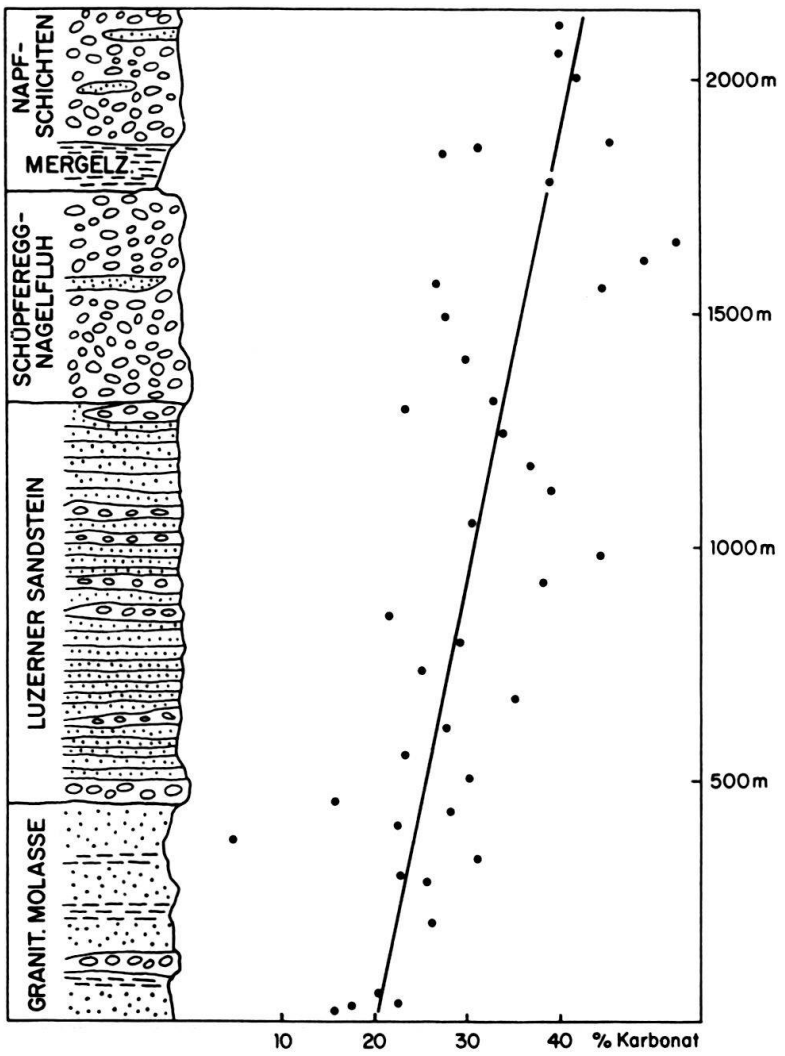

Fig. 8. Die Entwicklung des Karbonatgehalts der Sandsteine von der obersten Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten.

tischen Molasse eine kristallinreiche Schüttung. Gegen die Napf-Schichten nehmen die Kristallingerölle aber zugunsten der Sedimente bis auf 10 % ab (Fig. 5). Diese Entwicklung spiegelt sich nun auch in den die Nagelfluh begleitenden Sandsteinen wider, die ja hier nichts anderes als den Abrieb der Gerölle darstellen. Wir dürfen daher wohl annehmen, dass die Zunahme des Karbonatgehalts gegen das Hangende eine primäre ist. Die Dünnschliffbilder zeigen, dass zahlreiche detritische Karbonatkörner aufgelöst und ihre Substanz aus den zirkulierenden Lösungen als porenfüllender Zement wieder ausgeschieden wurde.

2. Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen

Die qualitative und quantitative Schwer- und Leichtmineraluntersuchung wird aus mehreren Gründen vorgenommen. Sie kann in den fossilarmen und petrographisch einförmigen Schichten wie den unsrigen eine lithostratigraphische Korrelation ermöglichen. Dann erlauben die Umlagerungs- und herkunftsempfindlichen Mineralien Rückschlüsse auf die Petrographie des Rücklandes, wobei hier der Geröllanalyse selbstverständlich die Priorität zukommt. Ein Vergleich des Mineral-

bestandes der Sandsteine mit dem der Gerölle liefert genetische Auskünfte, und zum Schluss gestatten die Mineralbestimmungen eine exaktere Benennung der Sandsteine.

a) *Bisherige Untersuchungen in der Schweiz*

Die ersten noch mit der Lupe gewonnenen Angaben über den Mineralbestand der Molassesandsteine finden wir in der klassischen «Monographie der Molasse» von STUDER (1825). In einem Goldsand, der aus einer Aareterrasse stammt, kann KENNGOTT mit Hilfe des Mikroskops eine Reihe weiterer Mineralien erkennen (publiziert in MOESCH 1867). SCHALCH (1914) untersucht den in einer Porzellanschale angereicherten und mit Schwereflüssigkeiten abgetrennten Anteil an Schwermineralen von miocänen Molassesedimenten des Reyath (Kt. Schaffhausen). In der Arbeit über die mikroskopische Untersuchung schweizerischer Bausteine von ERNI (1915) sind Angaben über Schwerminerale, die als akzessorische Komponenten bei der Dünnschliffuntersuchung von Molassesandsteinen erkannt wurden, zu finden. DÉVERIN (1920, 1926) veröffentlicht als erster eine rein sedimentpetrographische Arbeit. Er untersucht den Schwermineralgehalt einiger Molasseproben und übernimmt die von THOULET geäusserte Ansicht, dass Schwerminerale zur Kennzeichnung fossilarmer Serien verwendet werden können. Auch GRENOUILLET (1926) erkennt bei der Untersuchung des Septarientons der Umgebung von Basel, dass Gesteine mit rein lithologischen Untersuchungsmethoden wie Schlämmanalyse, Schwermineralgehalt und -Häufigkeit und Abrasion der Mineralkörner verglichen und auf längere Distanzen verfolgt werden können. In der Dissertation von RUTSCH (1927) findet man in den Dünnschliffbeschreibungen der Sandsteine auch einige Schwerminerale unter den Akzessorien. Auf LIECHTI (1928) gehen die ersten ausführlichen sedimentpetrographischen Untersuchungen im Gebiete der zentralen Napfschüttung zurück. Er führt indessen nur qualitative Mineraluntersuchungen durch und stellt fest, dass sich ein Wechsel in der Zusammensetzung der Sandsteine verschiedener stratigraphischer Horizonte nicht nachweisen lässt. Zum gleichen Resultat gelangt er auch bei den Geröllzählungen.

Die Untersuchung der Schwerminerale einiger Goldsande aus dem Napfgebiet führt BURRI (1931) zu der Annahme, dass es sich beim Beryll älterer Autoren (KENNGOTT, STUDER) um Epidot handeln dürfte. GSCHWIND (1931) gibt in seiner Untersuchung über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz auch Angaben über den Mineralbestand von Molassesandsteinen. Beachtenswert ist seine Feststellung, dass die Schwerminerale auch nahe der Oberfläche wenig verwittern. Als erster führt GEIGER (1933, 1943) regionale quantitative Schwermineraluntersuchungen durch. Doch ist bei einem Vergleich mit seinen Werten darauf zu achten, dass die Schwerminerale in der Goldwäscherpfanne und nicht mit Bromoform abgetrennt wurden.

Das Verdienst, die grundlegende Arbeit über die Schwerminerale der schweizerischen Molassepsammite geschaffen zu haben, kommt VON MOOS (1935) zu. In seiner Publikation finden sich auch schon die oben erwähnten älteren Veröffentlichungen. Das seiner Arbeit angepasste weitmaschige Probenetz lieferte selbstverständlich eher Resultate für eine provinzielle als eine korrelative Benutzung der Schwerminerale. Die Schwermineralvergesellschaftung der ganzen Molasse erweist sich als sehr eintönig. Ähnliche Schwermineralkombinationen sind über grossräumige Gebiete und über mehrere Stufen konstant. Doch können immerhin einige

Subprovinzen ausgeschieden werden. Obschon gewisse horizontale und vertikale Schwankungen festgestellt werden, hatte sich im Anschluss an VON MOOS die Auffassung durchgesetzt, die Schwermineralanalyse sei kein geeignetes Mittel, um in der Molasse Korrelationen zu ermöglichen.

Diese Auffassung wird von RENZ (1937a, b) noch bestärkt, der innerhalb ein und derselben Sandsteinbank starke Schwankungen der Schwermineralverhältnisse feststellt. Er erachtet daher ein enges Probenetz für die Schwermineralanalyse als unbedingte Notwendigkeit. Obschon die Schwermineralanalyse als Mittel der stratigraphischen Korrelation zu versagen scheint, misst ihr RENZ weiterhin grosse Bedeutung zu, vor allem bei der Lösung schüttungsmechanischer Probleme. Er findet ferner die Berücksichtigung der Leichtminerale als erwünscht. Die hohen Schwankungen der Schwermineralgehalte sind jedoch wie FÜCHTBAUER (1964) hervorhebt, bloss auf die Vernachlässigung des Apatits, verbunden mit einem normalen Korngrösseneffekt zurückzuführen.

KLEIBER (1937) kommt für das Gebiet der Hohen Rone zum Schluss, dass die Benutzung der Schwerminerale zur Korrelation innerhalb kleinerer Gebiete nicht unbedingt abzulehnen sei. Im Gebiet zwischen Ricken und Hörnli kann TANNER (1944) zwei verschiedene Schwermineral-Provinzen unterscheiden, aber eine Korrelation ist ihm wegen des zu wenig engen Probenetzes und wegen der unruhigen Sedimentation im zentraleren Teil des Hörnlischuttfächers nicht möglich. Wohl findet HABICHT (1945) unterschiedliche Zusammensetzungen in den Schwermineralvergesellschaftungen der verschiedenen oligocänen Schuppen der st. gallisch-appenzellischen Molasse; aber auch ihm bleiben infolge des zu weiten Probenetzes definitive Schlussfolgerungen versagt.

Die Untersuchungen von FRASSON (1947) bestätigen nochmals die von VON MOOS (1935) festgestellte Monotonie der Schwermineralvergesellschaftung. Es lassen sich keine Leitminerale oder Mineralassoziationen für bestimmte stratigraphische Horizonte finden. Die Vermutung von VON MOOS (1935) und von TANNER (1944), dass gewisse Minerale im limnischen Bereich stärker angeätzt werden, kann nicht bestätigt werden. Ebenso trifft die Vermutung von RENZ (1937b) nicht zu, dass sich die blaue Hornblende vornehmlich im marinen Milieu finde, tritt sie doch nach FRASSON ebenso häufig in der unteren Süsswassermolasse auf.

Die Schwermineraluntersuchungen, welche während des letzten Jahrzehnts an schweizerischen Molassegesteinen durchgeführt wurden, stammen zum grössten Teil von F. HOFMANN. Ausgehend vom Studium der Schwerminerale von der Molasse eingelagerten Tuffen (1951, 1955a, 1956c, 1958a, c, 1959a, b, 1961) kommt HOFMANN zur allgemeinen sedimentpetrographischen Untersuchung der Molassesandsteine (1955b, 1956a, b, 1957a, b, 1960a, b). In seiner Arbeit von 1957a lehnt er sich an die Untersuchungsmethodik von FÜCHTBAUER (1954) an und untersucht neben den Schwer- auch die Leichtminerale. Auf Grund der Resultate dieser Analysen konnte HOFMANN verschiedene Schüttungen erkennen und durch das Molassebecken verfolgen (1957a, 1960a, b).

In den Dissertationen von RAMSEYER (1952) und JORDI (1955) sind bei den Dünnschliffbeschreibungen auch einige Schwerminerale aufgeführt.

In drei Arbeiten veröffentlicht FÜCHTBAUER (1954, 1958, 1964) Zusammenstellungen über die Entwicklung der Schüttungen der verschiedenen Schuttfächer

des Alpennordrandes, wie sie sich vor allem dank der regen Bohrtätigkeit in der süddeutschen Molasse ergaben. Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen, in Kombination mit Karbonatbestimmungen und Korngrössenanalysen, ermöglichen ihm eine Abklärung der Schüttungsvorgänge. So können z. B. Hohrone- und Napfschüttung in den Bohrungen bei München wieder gefunden werden, und lassen sich die Bausteinschichten, u. a. wegen ihres hohen Anteils an einer bestimmten Turmalinfarbvarietät, über grosse Distanzen verfolgen.

Abgaben über den Schwer- und Leichtmineralgehalt von Sandsteinen und eines Tuffs der zürcherischen Molasse treffen wir in PAVONI (1957).

VATAN und Mitarbeiter (1957) gelingt es in der Westschweiz, die stampische bis burdigale Molasseschichtfolge mit der Abnahme von Granat bzw. der Zunahme von Epidot gegen das Hangende zu gliedern. Bei den Leichtmineralen finden sie vom Stampien an einen konstanten Feldspatgehalt. VERNET (1958, 1959) kann die chattische Abfolge bei Morges (Genfersee) mit Schwermineralen aufgliedern. Diese Zonierung ist jedoch an weiteren Profilen der westschweizerischen chattischen Molasse noch nicht überprüft worden.

Einige Leicht- und Schwermineralzählungen hat SCHWAB (1960) an Molassesandsteinen der Umgebung von Biel durchgeführt.

b) *Methodik*

Um Resultate zu erhalten, die sich mit den neueren im Molassebecken durchgeführten Arbeiten vergleichen lassen, wurde weitgehend die Methodik von FÜCHTBAUER (1954) und HOFMANN (1957a) übernommen.

Die Sandsteinprobe wird im Mörser vorsichtig zerkleinert, dann zur Schonung des Apatits, der sich für die Korrelation in der Molasse als wichtig erwiesen hat, mit 10 %iger heisser Essigsäure vom Karbonatgehalt befreit. Darauf wird der Sand in einem Becherglas mit dem Wasserstrahl mehrmals kräftig aufgewirbelt und die Körner $< 0{,}06$ mm nach kurzem Stehenlassen abgehebert. Damit die Körner von anhaftenden Tonhäuten frei werden, gibt man 10 cm³ konz. Natriumpyrophosphatlösung und ungefähr 300 cm³ Wasser zu und wirbelt die Probe während 5 Minuten mit einem Rührwerk[9]). Sodann hebert man nach obiger Methode alle restlichen Partikel $< 0{,}06$ mm ab. Der Rückstand wird unter der Infrarotlampe getrocknet, und die für die Schweretrennung benötigte Fraktion 0,06–0,4 mm ausgesiebt. Von 5 g dieser Fraktion werden die Schwerminerale im Scheidetrichter durch ein- bis zweistündiges Absitzenlassen unter mehrmaligem Rühren gewonnen, gewogen und in Kanadabalsam ($n = 1{,}54$) oder Aroclor Nr. 4465 ($n = 1{,}66$) eingebettet. Stets wird noch der Gewichtsprozentanteil der Schwerminerale an der untersuchten Fraktion angegeben.

Auszählen der Schwerminerale

In jedem Streupräparat werden mindestens 100 durchsichtige Körner ohne Granat durch Felderzählung ausgezählt und in Prozente umgerechnet. Nachdem man die im Gesichtsfeld liegenden Körner gezählt hat, wird das Präparat mit Hilfe des Kreuztisches um einen Durchmesser des Gesichtsfeldes verschoben. Auf diese

[9]) Verwendet wurde der Wirbler der Georg Fischer AG, Schaffhausen.

Weise zählt man wenn nötig das ganze Präparat oder bloss einige «Streifen» in demselben lückenlos durch. Nach einem Vorschlag (mündlich) von Herrn Dr. v. d. PLAS (Wageningen) könnte man eine Platte mit quadratischem Netz ins Okular einbauen, welche eine völlig lückenlose Auszählung gestatten würde. Der Granat wird, da er sehr korngrössenabhängig ist (VON MOOS 1935, LEMCKE et al. 1953), gesondert gezählt und auf die Summe der nichtopaken Schwerminerale umgerechnet. Da er sehr häufig ist, erreichten wir oft mit Leichtigkeit die von der Mineralstatistik für eine Zählung geforderten 200 Körner. Die opaken Minerale und eventuell vorhandene Glimmer und Chlorite werden nicht berücksichtigt.

In den Sandsteinen von der Granitischen Molasse (unten) bis zu den Napf-Schichten (oben) wurden folgende Schwerminerale festgestellt:

Amphibole (Alkaliamphibole, grüne und farblose Hornblenden), Anatas, Apatit, Brookit, Chloritoid, Disthen, Epidotgruppe (Klinozoisit-Pistazit, Orthit), Granat (blutrot-farblos), Rutil, Staurolith, Titanit, Turmalin, Zirkon und Zoisit.

Da die betreffenden Mineralarten bereits durch VON MOOS (1935) ausführlich beschrieben worden sind, erübrigt sich eine Betrachtung der einzelnen Schwerminerale.

Auszählen der Leichtminerale

a) In Immersion. Von den abgetrennten Leichtmineralen wird die Fraktion 0,10–0,15 mm ausgesiebt (infolge anderer Siebgrenzen verwendet FÜCHTBAUER die Fraktion 0,09–0,15 mm) und davon in einem Öl 200–300 Körner untersucht. Es hat sich als zweckmässig erwiesen (siehe unten), Quarz, relativ frische Feldspäte mit $n < 1{,}54$, zersetzte Feldspäte mit n meist $< 1{,}54$, Muskowit und Gesteinsbruchstücke auszuzählen.

b) Durch Färbmethoden. Es wurde auch versucht, die Feldspäte mit geeigneten Stoffen zu färben in der Hoffnung, damit Alkalifeldspäte und Plagioklase leicht auseinanderhalten zu können. Dabei werden nach FAVEJEE und BAKKER[10]) in Anlehnung an REEDER und MCALLISTER (1957) die Körner mit Flußsäuredämpfen schwach angeätzt, wobei die Ätzzeit von Säurestärke, Versuchsanordnung und Korngrösse abhängig ist. Die Kalifeldspäte können mit Natriumhexanitritokobaltat $Na_3[Co(NO_2)_6]$ gelb gefärbt werden. Die Plagioklase, welche man entgegen den Autoren besser getrennt ätzt, werden mit Hämateinlösung violett gefärbt. Dabei nimmt die Farbintensität mit dem Anorthitgehalt stark zu[11]).

Bei unseren Versuchen mit Molassesandsteinen liessen sich die meist frischen Kalifeldspäte sehr schön färben. Leider widerstanden die meist mehr oder weniger zersetzten und daher mit Serizit- und Chloritschüppchen gepanzerten Plagioklase allen Färbversuchen, so dass die Leichtminerale, wie oben beschrieben, in Immersion ausgezählt werden mussten. Wir folgten dabei im wesentlichen der Methode von FÜCHTBAUER (1954, 1958) und zählten in einem Öl ($n = 1{,}54$) Quarz, Alkalifeldspäte, Glimmer und Gesteinsbruchstücke. Nach FÜCHTBAUER (1954) sind Feldspäte mit einer grösseren Lichtbrechung als 1,54 nur in einem prozentualen Anteil von 0–6 % vorhanden und verfälschten somit eine derartige Zählung nur unwesentlich. Bei unseren Zählungen beobachteten wir stets einen geringen Anteil stark zersetzter

[10]) Mündliche Mitteilung von Frl. BAKKER, Wageningen.

[11]) Für das genauere Vorgehen konsultiere man REEDER und MCALLISTER (1957).

Feldspäte, so dass wir diese, wie unten erläutert, als eigene Gruppe berücksichtigten. Abschliessend seien die einzelnen Leichtminerale kurz beschrieben.

Beschreibung der Leichtminerale

Quarz tritt oft in Form von glasklaren, meist eckigen Körnern auf. Zahlreich sind auch Individuen mit vielen Einschlüssen (feste, gasförmige, flüssige) und bräunlichem Pigment, welches oft so deutlich hervortritt, dass eine grosse Ähnlichkeit mit einem leicht kaolinisierten Alkalifeldspat besteht. Manchmal haften noch Chlorit- und Serizitschüppchen an der Kornoberfläche. Nicht selten sind eine oder zwei Spaltbarkeiten oder sekundäre Anwachsränder zu sehen. Ziemlich häufig treten undulös auslöschende Individuen auf, die aber nicht gesondert gezählt werden. Aus der Art und Anordnung der Einschlüsse, der Auslöschung und der Kornform können Rückschlüsse auf die Herkunft der Quarzkörner gezogen werden (PETTIJOHN 1957). Wir verzichteten jedoch auf derartige Untersuchungen, da uns die Gerölle der Nagelfluhen viel detailliertere Auskünfte über die Herkunft geben können.

Chalcedon ist in den untersuchten Proben sehr selten und tritt bei den Zählungen nicht in Erscheinung.

Die Alkalifeldspäte (Orthoklas und Mikroklin inkl. Albit), oft von bemerkenswerter Frische, sind durch ihre niedrigere Lichtbrechung als das Einbettungsmittel und Mikroklin zudem durch seine Gitterung leicht von Quarz zu unterscheiden. Meist sind sie aber kaolinisiert, was sich als bräunliche «Bestäubung» der Körner äussert, und häufig auch ±gefüllt von Serizitschüppchen. Die Zersetzung kann bis zur Unkenntlichkeit der Körner fortschreiten, doch ist dies bei Orthoklas und Mikroklin selten. Röntgenaufnahmen[12]) von je vier Proben der Fraktionen $< 2\,\mu$ (Tab. 12) und 100–150 μ zeigten, dass der Albitgehalt mindestens doppelt so hoch ist wie der Gehalt an Kalifeldspat; was bereits von FÜCHTBAUER (1964) festgestellt worden war.

Zersetzte Feldspäte. Bei den Zählungen fiel uns der Gehalt aller Proben an zersetzten Feldspäten auf, bei welchen die Bestimmung der Lichtbrechung mit der Becke'schen Linie versagte, da sie meist fast völlig serizitisiert sind. Solche Körner wurden unter einem Zeiss-Stereomikroskop bei gekreuzten Nicols herausgesucht und davon Röntgenaufnahmen gemacht. Dabei zeigte es sich, dass die meisten zersetzten Körner Albite oder höchstens ganz saure Oligoklase waren. Basischere Feldspäte scheinen sich nicht in nennenswerten Mengen erhalten zu haben. Wir bezeichnen also als zersetzte Feldspäte mit einer Lichtbrechung von meist $< 1{,}54$ Körner, deren Zersetzung so weit fortgeschritten ist, dass die Bestimmung der Lichtbrechung mit der Becke'schen Linie nicht mehr möglich ist, welche aber trotzdem noch die für die Feldspäte typischen niedrigen Interferenzfarben schwach durchschimmern lassen. Es lässt sich nicht verhindern, dass auch die wenigen stark zersetzten Orthoklase und Mikrokline in diese Gruppe fallen.

Zu den Gesteinsbruchstücken rechnen wir nach FÜCHTBAUER (1958) Kornaggregate von mindestens drei Individuen. Es handelt sich dabei meist um Bruchstücke von Quarziten, quarzreichen feinkörnigen Sandsteinen (?Flysch) und um

[12]) Herrn Dr. TJ. PETERS danken wir für die ausgeführten Röntgenaufnahmen von Feldspäten bestens.

Quarz-Feldspataggregate. Hornstein-Bruchstücke sind in der untersuchten Fraktion selten.

Glimmer. Der farblose bis leicht grünliche Muskowit ist an seiner wesentlich höheren Lichtbrechung als das Immersionsöl und der tafeligen Form leicht erkennbar. Da er immer auf der 001-Fläche liegt, erhält man meistens schöne Achsenbilder. Biotit ist in den untersuchten Sedimenten selten und findet sich meistens in der Schwerefraktion.

Glaukonit tritt vor allem im Luzerner Sandstein auf. Die typischen rundlich-ovalen, tiefgrünen mikrokristallinen Körner («gesprenkelt» unter gekreuzten Nicols) sind selten. Die Essigsäurebehandlung scheint auf den Glaukonit eine zersetzende Wirkung auszuüben, so dass sich in den Körnerpräparaten meist wenige grünliche bis grüngelbe Körner finden, die von zersetzten Chloriten nicht immer eindeutig zu trennen sind. In einem solchen Fall ist eine ergänzende Dünnschliffuntersuchung von grossem Nutzen.

Chloritgruppe. Die grünen bis gelbgrünen Chloritminerale sind oft sehr häufig, vor allem in den tonigen Sandsteinen. Da sie einschlussreich sind, treten sie sowohl in der Leicht- als auch in der Schwerefraktion auf und werden deshalb nicht gezählt.

c) *Ergebnisse der Schwer- und Leichtmineralanalyse*

Soll eine ausführliche Schwer- und Leichtmineralanalyse, welche allein uneingeschränkt vergleichbare Resultate liefert, durchgeführt werden, so müssen die Schwer- und Leichtminerale in allen Fraktionen ausgezählt werden. Auf diese Weise erhält man eine Korngrössenverteilung der Schwer- und Leichtminerale. Eine solche Arbeitsweise ist aber sehr langwierig, so dass wir die oben beschriebene abgekürzte Methode anwandten. Wir untersuchten jedoch je eine Probe aus den vier lithologischen Einheiten unseres Gebietes nach der ausführlichen Methode.

Die Schwerminerale wurden in den Fraktionen 0,06–0,1, 0,1–0,2, 0,2–0,3, 0,3–0,4 und 0,4–0,6 mm getrennt ausgezählt. Die gröbste Fraktion enthielt praktisch keine durchsichtigen Schwerminerale mehr, so dass sie für die Routinearbeiten fallengelassen werden konnte. Wie die meisten Proben unseres Gebiets waren auch diese vier Proben, die wir auf ausführliche Weise auszählten, sehr epidotreich. Diese Epidotvormacht unterdrückt eine eventuell vorhandene Variation der selteneren Minerale.

In Fig. 9 haben wir neben den Leichtmineralen Quarz und Feldspat die Schwerminerale Epidot und Granat in Abhängigkeit von der Korngrösse aufgetragen. Der Epidot nimmt in unseren Proben mit steigender Korngrösse schwach zu, was im Gegensatz steht zu den Ergebnissen von Moos' (1935). Der Granat ist deutlich korngrössenabhängig, doch scheint er nicht einfach linear mit der Korngrösse zuzunehmen. In unseren Proben ist er meistens in der Fraktion 0,1–0,2 mm angereichert und nimmt sowohl nach den feineren als auch nach den gröberen Korngrössen ab.

Die Leichtminerale der vier erwähnten Proben wurden in den Fraktionen 0,06–0,1, 0,10–0,15, 0,15–0,20, 0,20–0,30, 0,30–0,40, und 0,4–0,6 mm getrennt ausgezählt. Die Resultate sind ebenfalls in Fig. 9 aufgetragen. Der Quarz nimmt mit steigender Korngrösse zu, und der Feldspat ab. Ein gegenteiliges Verhalten hat Hofmann (1957a) an Proben aus der Bodenseeschüttung festgestellt. Fig. 9 zeigt ausserdem, dass sich oberhalb von 0,2 mm Quarz- und Feldspatgehalt noch stark

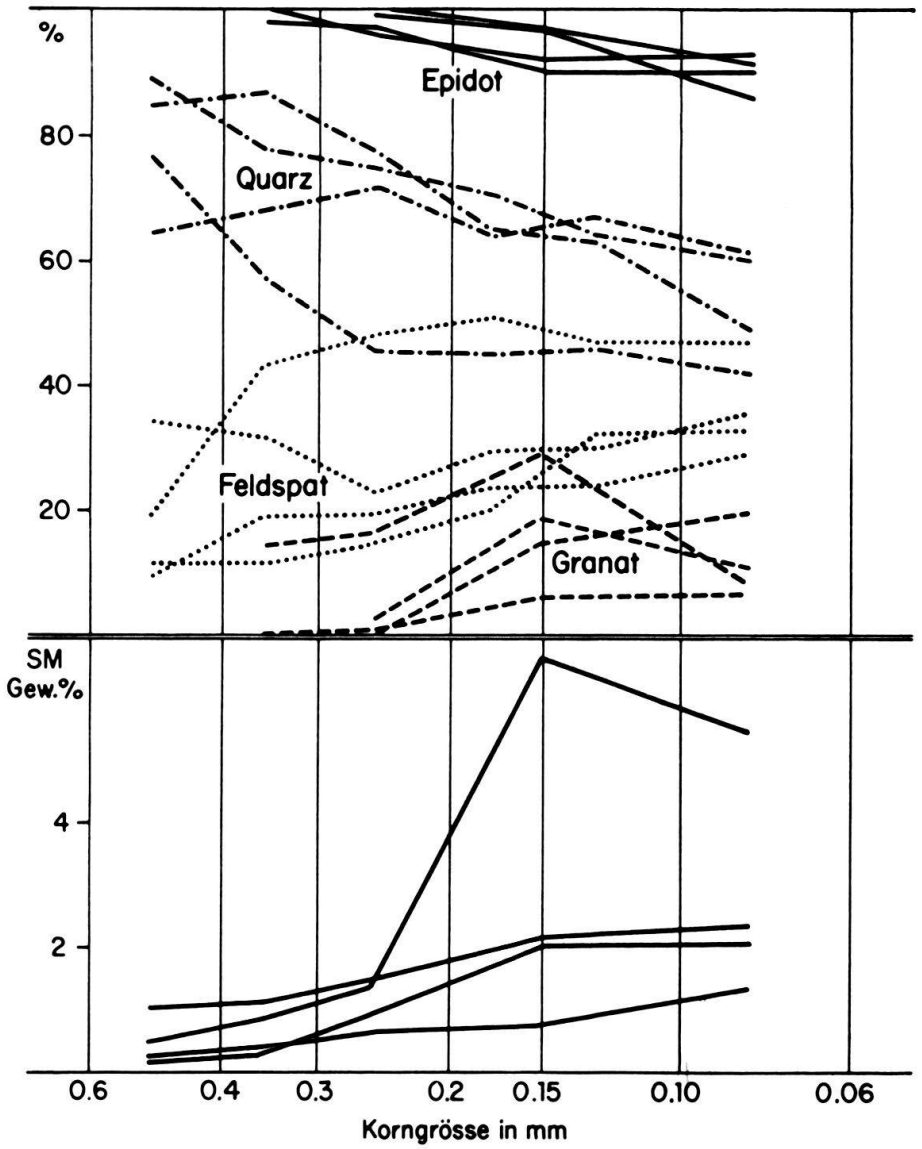

Fig. 9. Korngrössenverteilung von Epidot, Granat, Feldspat und Quarz (oben), sowie prozentualer Gehalt an Schwermineralen einiger Proben in Abhängigkeit von der Korngrösse (unten).

verändern können Daher ist die Fraktion 0,10–0,15 mm für die Routineuntersuchungen von Leichtmineralen recht günstig gewählt.

In denselben vier Proben bestimmten wir ausserdem in jeder Fraktion den prozentualen Gewichtsanteil an Schwermineralen. Dieser nimmt in allen Proben mit abnehmender Korngrösse zu, wobei der höchste Wert meistens in der Fraktion 0,06–0,1 mm anzutreffen ist (Fig. 9). Die feineren Fraktionen als 0,06 mm wurden nicht untersucht, doch hat es den Anschein, dass die Schwerminerale in diesen Fraktionen wieder abnehmen (vgl. SEIBOLD 1963, Fig. 24). Dieses Verhalten der Schwerminerale kann auf folgende Weise erklärt werden:

Seit langem ist bekannt (STRAUB 1932, 1940, PASSEGA 1957 u. a.), dass Material, welches in Suspension transportiert wird, völlig unabhängig ist von Material, welches sich auf dem Flussbett bewegt. Keine Übereinstimmung herrscht jedoch über die obere Korngrenze des suspendierten Materials. Die U.S. Waterways Experiment. Station (1939) gibt beispielsweise 0,0375 mm, LANE & KALINSKE (1941)

0,075 mm und EINSTEIN & CHIEN (1953) 0,06 mm an. Die obere Grenze von Material, welches noch in Suspension gehalten werden kann, muss jedoch von Strömungsgeschwindigkeit und Turbulenz des Wassers abhängig sein. So fanden EINSTEIN, ANDERSON & JOHNSON (1940) während eines Hochwassers Teilchen bis 0,7 mm in Suspension.

Zur Abklärung der Frage, weshalb die Schwerminerale in den feineren Fraktionen angereichert sind, tragen die theoretischen Überlegungen von Moss (1962, 1963) viel bei. Er hatte an Sanden > 0,1 mm und Geröllen Form-Grössenuntersuchungen durchgeführt und drei Körnerpopulationen gefunden. Die gut sortierte Population A bildet meist die Hauptmasse (Gerüst) eines Sediments. Ihr können feinere oder gröbere Teilchen beigemischt sein, die als Population B bzw. Population C bezeichnet werden. Für unser Problem sind nur die Populationen A und B von Interesse. Die Körner dieser Populationen werden durch Springen («Saltation») transportiert. Spezifisch schwere Teilchen führen natürlich kürzere Sprünge aus als leichte Körner gleicher Grösse, d. h. dass die schweren Körner häufiger mit dem Flussbett in Berührung kommen. Der Eintritt der Schwerminerale in die Population B, welche die Zwischenräume des Population-A-«Gerüsts» auszufüllen trachtet, ist deshalb begünstigt.

Die obere Grenze der Population B ist gegeben durch die Untergrenze der Population A. Eine bestimmte Population A kann aber nach Moss (1963) kleinere Schwermineralkörner als Leichtmineralkörner aufnehmen, d. h. die Schwerminerale kommen stets mit gröberen Leichtmineralen zur Ablagerung (vgl. SEIBOLD 1963, Fig. 23). Für die Schwerminerale existiert daher die Grenze zwischen Population A und B nicht. Sie können in beide Populationen eintreten und sollten daher dort, wo sich die beiden Populationen überschneiden, gehäuft auftreten. Wenn diese Überlegung, die eine Weiterführung der Mossschen Ideen ist, stimmt, so sollten die Schwerminerale mit abnehmender Korngrösse zunehmen. Welche bestimmte Fraktion am meisten Schwerminerale enthält, hängt von der Korngrösse der Population A und der zur Zeit der Ablagerung vorhandenen Schwerminerale ab. Fig. 9 zeigt, dass die höchsten prozentualen Schwermineralgehalte (Gewichtsprozent) unserer Proben in den Fraktionen 0,06–0,1 mm oder 0,1–0,3 mm auftreten. In Übereinstimmung mit den theoretischen Überlegungen gehören erstere zu feineren und letztere zu gröberen Proben. Obwohl Moss (1962, 1963) seine Untersuchungen nur auf Teilchen > 0,1 mm ausgedehnt hat, übertrugen wir seine Ergebnisse auf die feineren Fraktionen bis 0,06 mm, da diese – wie oben ausgeführt – noch durch denselben Mechanismus («saltation») transportiert werden.

In Fig. 10 sind die Schwermineralgewichtsprozente der Fraktion 0,06–0,4 mm in Abhängigkeit von der stratigraphischen Höhe aufgetragen. Der Schwermineralgehalt nimmt von der Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten zu. Obwohl die stärkste Zunahme an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh, d. h. mit der sprunghaften Kornvergröberung (vgl. Fig. 14) erfolgt, ist die Zunahme des Schwermineralgehaltes nicht nur auf den Korngrösseneffekt zurückzuführen. Wir finden nämlich in der Granitischen Molasse (vgl. Tab. 14) Sandsteine, die ebenso grobkörnig sind, wie diejenigen der Schüpferegg-Nagelfluh oder der Napf-Schichten, und trotzdem viel kleinere Schwermineralgehalte (0,5–1,5 %) aufweisen. Der Schwermineralgehalt muss daher bereits primär in den erodierten Gesteinen verschieden gewesen

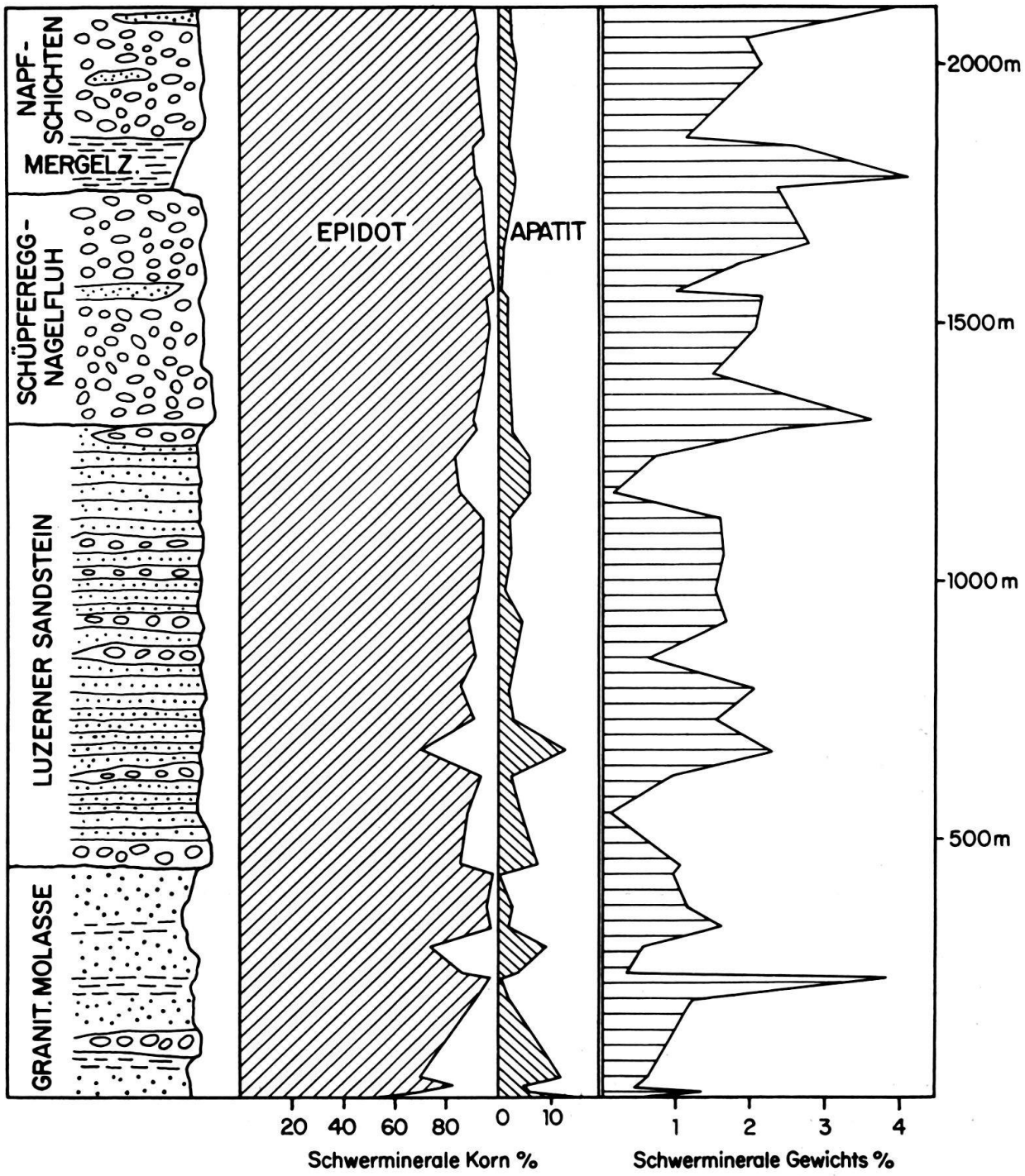

Fig. 10. Die Entwicklung der Epidot- und Apatitgehalte (links), sowie des prozentualen Gehalts an Schwermineralen von der obersten Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten.

sein. Wie wir vermittels unserer Nagelfluhzählungen zeigen konnten, nimmt der Gehalt an Kristallingeröllen zugunsten der Sedimente von der Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten ab. Gleichzeitig erfolgt jedoch eine sehr schwache Zunahme der Grüngesteine, welche aber grösstenteils das Ablagerungsgebiet nur noch als sandiger Detritus erreichten. Aus dem Detritus vor allem der Ophiolithe und der Flyschsandsteine wurden die Schwerminerale nochmals in den Molasse-

sandsteinen angereichert. Die in Fig. 10 erkennbare Tendenz beruht somit auf einer Wechselwirkung von Korngrösse und geliefertem Material. Wenn die Molassesandsteine allzu fein werden in bezug auf die Kornverteilung der Schwerminerale, so können sich die beiden Effekte entgegenwirken. Dies ist im Luzerner Sandstein feststellbar, dessen Feinkörnigkeit einen durch die zunehmend schwermineralreichere Schüttung möglichen Anstieg des Schwermineralgehaltes abschwächt (Fig. 10).

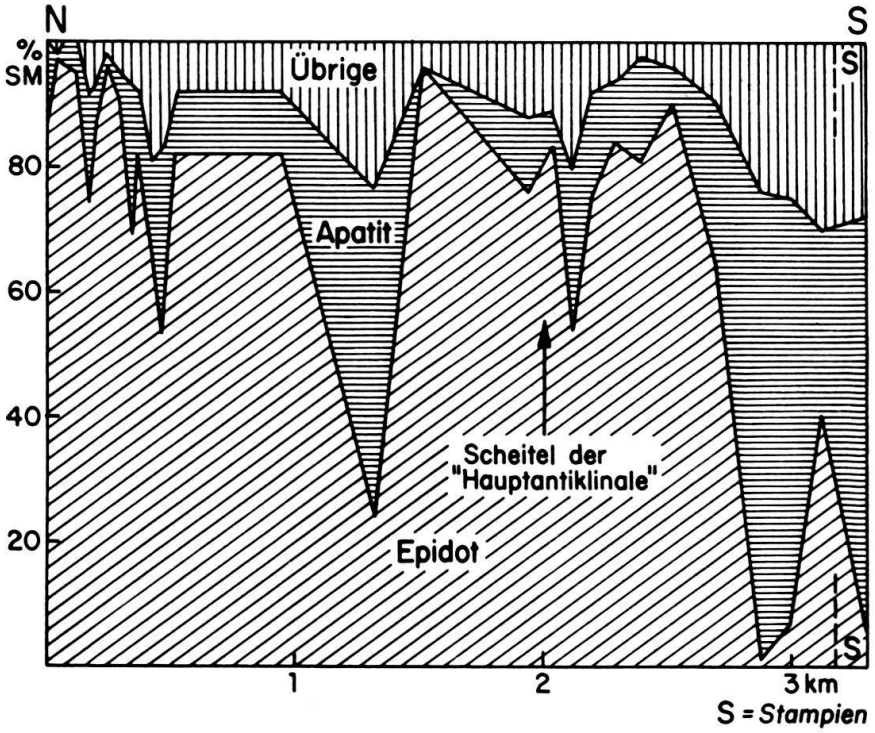

Fig. 11. Schwermineralprofil senkrecht zum Streichen der Zone der Granitischen Molasse.

Die Schwermineralzählungen (Tab. 14) lieferten sehr wenig Ergebnisse. Vom Beginn des Luzerner Sandsteins an bleibt die Schwermineralvergesellschaftung konstant (Fig. 10), obschon sich die Zusammensetzung der erodierten Gesteine veränderte. Diese Konstanz ist wahrscheinlich auf die Übermacht des Epidots (meist $> 90\,\%$) zurückzuführen, der jede Variation der anderen Schwerminerale zu erdrücken vermag. Neben Epidot kommt noch Granat häufig vor. Er macht meistens 10–20 % aller Schwerminerale aus, kann aber gelegentlich auf über 100 % ansteigen. Die Napf-Schüttung ist daher in der Tat als Epidot-Granat-Schüttung zu bezeichnen.

Die Granitische Molasse unterscheidet sich von den jüngeren Schichten durch einen erhöhten Apatit- und etwas niedrigeren Epidotgehalt (Fig. 10 und Fig. 11). Fig. 11 zeigt die Apatit- und Epidotgehalte eines Querprofils durch die Zone der Granitischen Molasse. Dasselbe Profil verwendeten wir bei der Darstellung der Karbonatgehalte (Fig. 7). Die dort angebrachten allgemeinen Bemerkungen haben auch hier ihre Gültigkeit. In Übereinstimmung mit dem Ergebnis der Karbonatbestimmungen können wir auch bei den Schwermineralen feststellen, dass sich die Vergesellschaftung in der oberen Granitischen Molasse derjenigen der jüngeren Schichten annähert.

Die Zone der Granitischen Molasse weist zwischen Wiggen und Luzern keinen geschlossenen antiklinalen Bau auf («Hauptantiklinale»), sondern es scheint ein Scheitelbruch und eine Aufschiebung des Südflügels auf den Nordflügel vorzuliegen (vgl. S. 342). FÜCHTBAUER (1964) stellte im Querschnitt der Waldemme zwei grundverschiedene Schwermineralassoziationen in der Granitischen Molasse fest. Nördlich der Aufschiebung tritt überwiegend Epidot auf, während südlich davon hauptsächlich Apatit (> 60 %) mit 10–20 % Zirkon und maximal 10 % Turmalin vorkommt. Im Querschnitt von Escholzmatt fanden wir jedoch die Apatitfacies nur noch als schmale Zone ganz im S vor (Fig. 11), die nicht mehr den ganzen Südflügel der «Hauptantiklinale» umfasst, wie dies nach FÜCHTBAUER (1964) zu erwarten wäre. Ausserdem tritt ein erstes Apatitmaximum schon in den gegen NE fallenden Schichten auf (Fig. 11), das wir uns vorläufig noch nicht erklären können (?normale Schwankung). Sicher ist jedenfalls, dass am Südrand der Granitischen Molasse stets die Vergesellschaftung Apatit-Zirkon-Turmalin auftritt. Dies trifft für unser Untersuchungsgebiet und auch für die Gebiete östlich der Waldemme zu (mündliche Mitteilung meines Studienkameraden und Gebietsnachbarn U. GASSER).

FÜCHTBAUER (1964) nimmt an, dass die apatitreiche Napfschüttung nicht weiter gegen E als ins Gebiet der Hohen Rone gereicht hat, wo sie sich mit den ebenfalls apatitreichen Sanden der Hohrone-Schüttung vermischte. Die nordöstlichsten Ausleger der epidotreichen höheren Abteilung der Napfschüttung erreichten aber das Gebiet von München (FÜCHTBAUER 1958, 1964).

Die Leichtmineralanalyse ergab in unserem Falle ermutigendere Resultate als die Schwermineralanalyse. Einmal mehr zeigte sich, dass Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen kombiniert durchgeführt werden müssen. Als kristallinreiche Schüttung weisen die Sandsteine der Granitischen Molasse einen höheren Feldspat- (> 40 %) und einen tieferen Quarzgehalt auf (Fig. 12), als diejenigen der jüngeren Schichten.

Fig. 12 zeigt, wie von der oberen Granitischen Molasse an der Feldspatgehalt zu- und der Quarzgehalt abnimmt. Wir versuchten die Zunahme des Quarzes mathematisch zu erfassen. Die Zunahme ist linear und kann mit der Gleichung

$$Y = 43{,}2 + 0{,}0146\ x$$

dargestellt werden, wobei x die stratigraphische Höhe in Meter und Y dem Prozentgehalt entspricht. Die Entwicklung des Quarz- und Feldspatgehalts kann bei Kenntnis der Zusammensetzung der Nagelfluh, welche die Sandsteine begleitet, zwanglos gedeutet werden. Mit der Abnahme der Kristallingerölle zugunsten der Sedimente gegen die Napf-Schichten, nimmt der Feldspatgehalt der Sandsteine ab und der Quarzgehalt zu.

Abschliessend verweisen wir nochmals auf die grossen Vorteile, die sich bei gleichzeitiger Untersuchung der Sandsteine und der sie begleitenden Nagelfluh ergeben. Erst die Geröllanalyse ermöglichte uns die Deutung der Entwicklung von Karbonat-, Quarz- und Feldspatgehalt und prozentualem Gehalt an Schwermineralen.

d) *Die Tonminerale*

Mein Studienkollege Dr. TJ. PETERS untersuchte von einigen Sandsteinen die hauptsächlich Tonminerale enthaltende Fraktion $< 2\ \mu$, wofür ich ihm herzlich danke. Seinem Bericht entnehmen wir folgende Angaben:

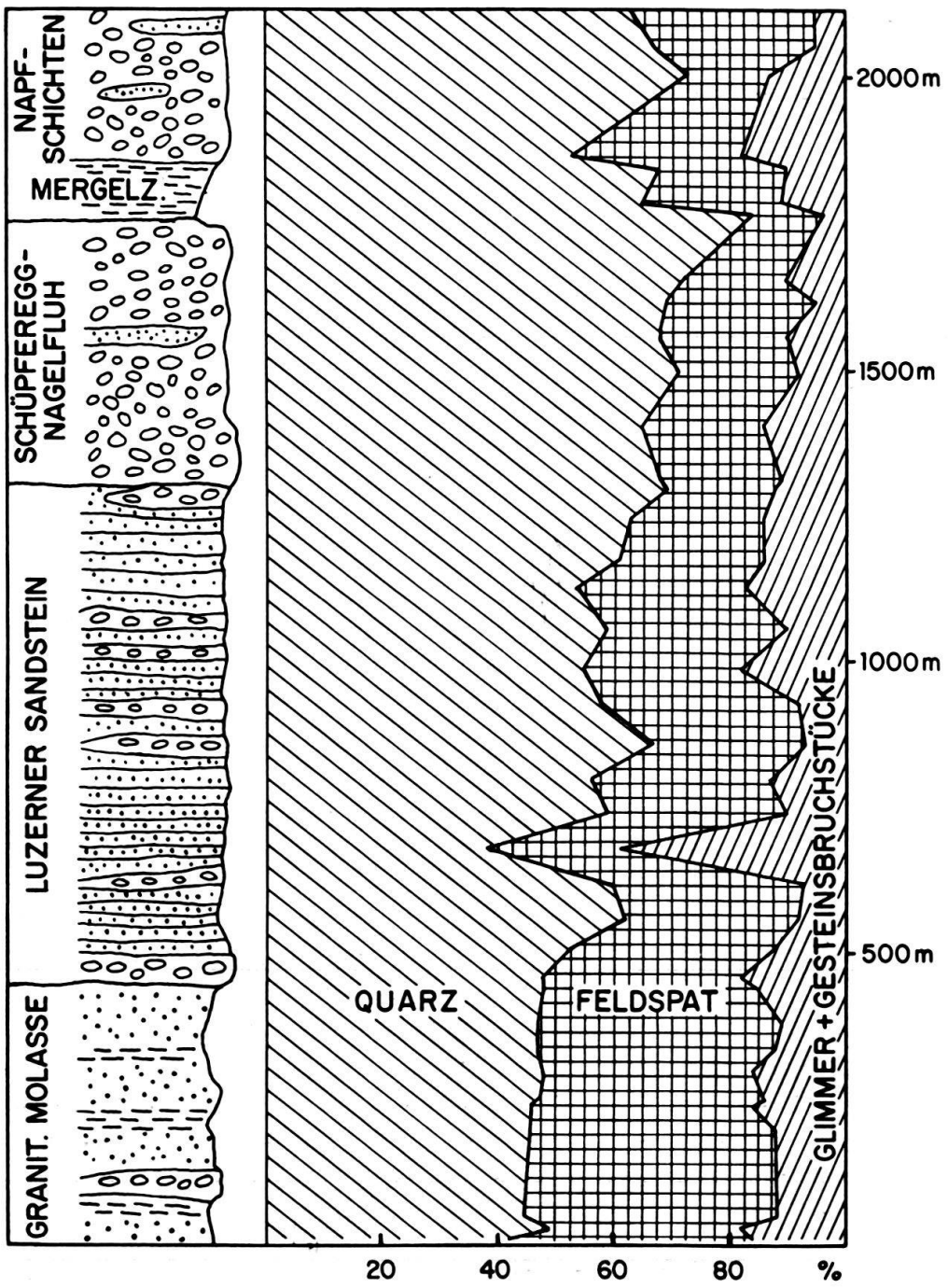

Fig. 12. Die Entwicklung der Leichtminerale (Fraktion 0,10–0,15 mm) der Sandsteine von der Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten.

Da von den meisten Proben nicht genügend Substanz vorlag, konnte keine vollständige Tonmineraluntersuchung mit Differential-Thermoanalyse, Thermogravimetrie und Röntgenanalyse durchgeführt werden. Nur die röntgenographische Untersuchung wurde an allen Proben ausgeführt. An zwei Proben, von denen genügend Material vorlag, konnte auch die DTA-Analyse gemacht werden. Ihre Kurven sind in Fig. 13 dargestellt.

In den Proben, die dem Luzerner Sandstein und den Napf-Schichten entstammen, wurden folgende Minerale festgestellt:

Illit. Dieser ist dioktaedrisch (Muskowit-Typ) und ein $2M_1$-Typ mit gutem Kristallisationsgrad, der dafür verantwortlich ist, dass die OH-Abgabe bei relativ hohen Temperaturen erfolgt (Fig. 13, Nr. 61.03.11).

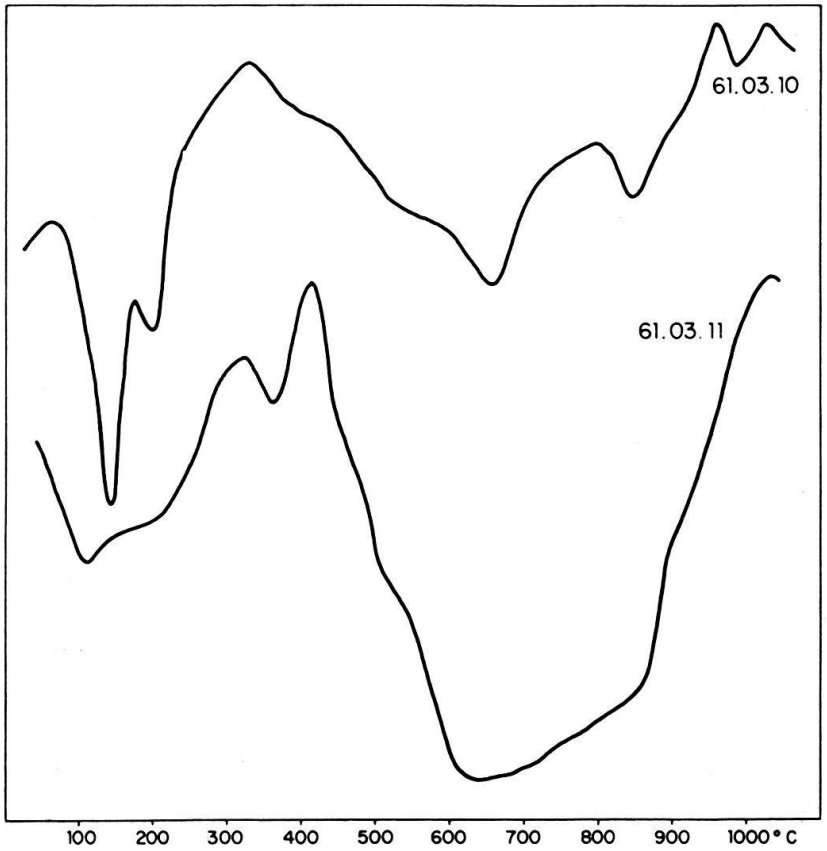

Fig. 13. DTA-Kurven der dekarbonatisierten Fraktion $> 2\,\mu$. Aufgeheizt in Luft mit 9,5° C pro Minute.

Montmorillonit ist ebenfalls dioktaedrisch mit dem (060)-Reflex auf 1,500 Å. Es wurden lufttrockene (mit Ca^{2+} abgesättigte), mit Äthylenglykol abgesättigte und mit Glyzerin gesättigte Präparate sowie solche, die bei 550° C gebrennt worden waren, aufgenommen. Die Lage der charakteristischen Basisreflexe ist in Tab. 11 zusammengestellt.

Tab. 11. Lage der charakteristischen Basisreflexe des untersuchten Montmorillonits.

Lufttrocken (mit Ca^{2+} abgesättigt)	Abgesättigt mit Äthylenglykol	Abgesättigt mit Glyzerin	Gebrennt bei 550° C
15,2	16,8	17,8	9,6
5,0	8,4	8,9	4,75
3,02	5,6	5,86	3,16
	4,18	4,39	
	3,35	3,51	
	2,78	2,93	

Neben diesen Reflexen finden wir noch zusätzliche bei sehr hohen d-Werten (z. B. bei 36Å), die aber nicht in allen Präparaten derselben Proben an der gleichen

Stelle liegen. Sie können daher nur schwer erklärt werden. Möglicherweise stammen sie von einer Überstruktur.

Chlorit zeigt Basisreflexe auf 14 Å, 7,02 Å, 4,70 Å und 3,52 Å. Ihre Intensitätsverteilung deutet auf einen relativ eisenreichen Typ hin.

Feldspäte. Neben Kalifeldspat tritt auch Albit auf.

Neben den eben erwähnten Mineralen tritt noch Quarz auf.

Über die Mengenverhältnisse dieser Minerale orientiert Tab. 12. In drei von vier Proben ist bei den Tonmineralien Illit der überwiegende Gemengteil, während Montmorillonit nur untergeordnet auftritt. Auffallend ist der relativ hohe Quarz- und Albitgehalt. Dieser übersteigt in den feldspatreichen Proben deutlich die Menge des Kalifeldspats. Eine Gesetzmässigkeit kann in bezug auf die Tonmineralien vorläufig nicht erkannt werden, da die untersuchte Probenzahl viel zu gering ist.

Tab. 12. Mineralgehalte der Fraktion $< 2\,\mu$ (Gewichtsprozente).

Probe Nr.	Formation	Illit	Montmorillonit	Chlorit	Quarz	Kalifeldspat	Albit
60.11.229	Luzerner Sandstein	70	5–10	–	10	5	10
61.03.11	Luzerner Sandstein	45–50	5–10	5	10	5	25
60.08.106	Napf-Schichten	50	20–25	5	7,5–10	5	10
61.03.10	Napf-Schichten	15–20	60	5	7,5–10	5	5

3. Korngrössenanalysen der Sandsteine

Seit vielen Jahren benutzt man zur Bestimmung der Kornverteilung der klastischen Sedimente die Siebanalyse. Deren theoretische Grundlagen sind u. a. in KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938) und BATEL (1964) eingehend erläutert, so dass wir darauf nicht mehr eintreten müssen.

Die Kornverteilungen werden meistens in Form von Summenkurven oder von Histogrammen dargestellt. Die zahlreichen Masse für mittlere Korngrösse, Sortierung, Schiefe (skewness) und Exzess (kurtosis), die sich in der Literatur finden, bezwecken alle eine einfache numerische Charakterisierung der Kornverteilung.

In jüngerer Zeit mehren sich die Arbeiten, in welchen versucht wird, mittels spezieller statistischer Masse, die aus der Kornverteilung abgeleitet werden, das Ablagerungsmilieu zu bestimmen (DOEGLAS 1950, 1955, FOLK & WARD 1957, PASSEGA 1957, MASON & FOLK 1958, HARRIS 1959, u. a.). Für kleine Gebiete gelang es teilweise, Zusammenhänge zwischen bestimmten Parametern der Kornverteilung und dem Ablagerungsmilieu aufzudecken. Allgemeingültige Zusammenhänge sind aber bis heute unseres Wissens noch nicht gefunden worden. Nach PETTIJOHN (1957) muss dies zurückgeführt werden auf den Mangel an rezentem Vergleichsmaterial, unzulängliche Analysen, zu grosse Siebintervalle, unsaubere Probenahme und unvollständige Kenntnisse der Korngrössenvariation, die infolge von Schwankungen der physikalischen Bedingungen im Ablagerungsmilieu bereits innerhalb einer Probe auftreten.

Die grösste Schwierigkeit, die sich der Siebanalyse entgegenstellt, ist eine einwandfreie Probenahme. Theoretisch sollte jede Probe aus einer Lage stammen (WALGER 1962), deren Körner unter gleichen physikalischen Bedingungen abge-

lagert worden sind (APFEL 1938, OTTO 1938). In vielen Fällen wechseln aber die physikalischen Bedingungen schon von der Ablagerung einer Kornlage zur andern. Ausserdem ist seit langem bekannt, dass verschiedene transportmechanische Prozesse bei der Entstehung selbst einer einzigen Kornlage verantwortlich sind. PASSEGA (1957) zeigte, dass feine und grobe Fraktionen, die in einem Fluss in Suspension bzw. durch «traction» (springen und rollen) transportiert werden, unabhängig voneinander sind. Es ist deshalb verständlich, dass bereits eine einzige Kornlage aus einer Mischung zweier oder mehrerer Körnerpopulationen bestehen kann (MOSS 1962, vgl. auch WALGER 1962). Ausserdem ist das Mischungsverhältnis dieser Populationen nicht konstant, so dass daher die Korngrössenparameter (Median, Sortierung usw.) nicht cheraktaristisch für ein bestimmtes Ablagerungsmilieu sein können. TANNER (1959), FULLER (1961) und NEUMANN (1963) haben aus diesem Grunde versucht, mehrgipflige Kornverteilungskurven in einzelne eingipflige Teilstücke aufzulösen.

Die Transporteigenschaften eines Teilchens sind nicht nur von dessen Grösse, sondern auch von dessen Form abhängig. Deshalb führte MOSS (1962, 1963) kombinierte Form-Grössenanalysen durch. Seine Ergebnisse und theoretischen Betrachtungen über die Entstehung verschiedenartiger Kornverteilungen sind äusserst aufschlussreich (vgl. S. 404). Wir werden auch bei der Interpretation der Sortierung Nutzen aus ihnen ziehen (S. 414).

Zusammenfassend können wir festhalten, dass die Schwierigkeit einer einwandfreien Probenahme die Hauptursache ist, dass Kornverteilungen bisher wenig zur Erforschung des Ablagerungsmilieus von klastischen Sedimenten beitragen konnten. Praktisch ist es unmöglich, eine Probe aus einer z. B. 0,5 mm dicken Schicht, welche eine Sedimentationseinheit darstellt, zu entnehmen. Werden die Schichten etwas dicker, z. B. 5 mm, und eine Probenahme prinzipiell möglich, so ist es recht schwierig, die relativ grosse Probemenge zu gewinnen, welche man für die Siebanalyse benötigt. Diese Schwierigkeit kann durch Anwendung einer speziellen Sedimentationswaage (PLANKEEL 1962) überwunden werden, welche zudem noch den Vorteil hat, eine kontinuierliche Kornverteilung zu liefern.

Wir bestimmten von sämtlichen Sandsteinproben die Kornverteilung der Teilchen $> 0{,}02$ mm.

a) *Methode*

Wir übernehmen mit einigen Abänderungen die Methodik von HOFMANN (1955a). Die Sandsteinprobe wird vorsichtig etwas zerkleinert und davon ca. 70 g abgewogen. Je nach Karbonat- und zu erwartendem Schlämmstoffgehalt (s. u.) ist diese Menge zu variieren, damit für die Siebanalyse im besten Fall 50 g übrigbleibt. Die abgewogene Menge wird durch Erhitzen im Wasserbad mit 10 %iger Salzsäure vom Karbonatgehalt befreit. Darauf wird die Probe in einer Zentrifuge mit Bechergläsern zu 600 cm^3 Inhalt mehrmals zentrifugiert und die überstehende Säure abdekantiert, bis die Suspension fast neutral ist. Im Trockenschrank wird die Probe bei ca. 105° C getrocknet und 50 g abgewogen. Diese versetzt man mit 10 cm^3 konz. Natriumpyrophosphatlösung als Dispergiermittel und füllt das Glas mit Wasser auf. Durch kurzes vorheriges Kochen wird die Ablösung der Tonhäute von den Sandkörnern beim nun folgenden Durchschleudern in einem mechanischen, hochtourigen Rührwerk erleichtert. Die abgekühlte Probe bringt man unter Zugabe von zwei

Löffeln festem Natriumpyrophosphat in ein konisches Gefäss, in welchem nach dem Gegenstromverfahren alle Partikel < 0,02 mm oben weggeschlämmt werden (verwendet wurde der Durchflussautomat der Georg Fischer AG, Schaffhausen, der eine automatische Regeleinrichtung zur Konstanthaltung des Wasserstromes besitzt). Nachdem der Abschlämmvorgang beendet ist, wird die Probe in einem Becherglas aufgefangen, getrocknet und gewogen. Die Differenz zur Einwaage bildet den Schlämmstoffanteil (Teilchen < 0,02 mm), der in Prozenten der Einwaage ausgedrückt wird.

Die verbliebene Probe kommt nun in den Siebapparat und wird 15 Minuten gesiebt. Zur Zeit unserer Untersuchungen verfügten wir noch über keine Rotap-Siebmaschine und verwendeten daher einen Apparat der Georg Fischer AG (Siebdurchmesser 13 cm; Siebgrenzen siehe Fig. 15). Die Siebwirkung kann durch Beigabe von Gummiwürfeln in die acht kleinsten Siebe verbessert werden. Zum Schluss werden die einzelnen Fraktionen gewogen und in Prozente des Gewichts der Probe vor Beginn der Siebanalyse umgerechnet. Es muss darauf geachtet werden, dass der Siebverlust (= Differenz zwischen Gewicht der Probe vor und nach dem Siebvorgang) 1 % nicht übersteigt.

b) *Ergebnisse der Korngrössenanalysen*

Aus den Summenkurven von Sandsteinen der Granitischen Molasse, des Luzerner Sandsteins, der Schüpferegg-Nagelfluh und der Napf-Schichten bestimmten wir den Median Md und die Sortierung So nach TRASK. Diese Parameter sind in Tab. 14 zusammengestellt. Sie beziehen sich auf den Kornbereich von 0,02–2,0 mm. Ausserdem haben wir noch für jede Probe den Schlämmstoffgehalt (Teilchen < 0,02 mm) und den Sandanteil (Teilchen > 0,02–2 mm) bezogen auf die nicht entkalkte Probe, angegeben.

Die Entwicklung der Kornverteilung

Fig. 14 zeigt die Entwicklung der Kornverteilung von der oberen Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten. Um diese Entwicklung hervorzuheben, und um das Diagramm nicht zu überladen, haben wir nur eine Fraktion mit einem Raster versehen. Die Sandsteine der Granitischen Molasse sind die grobkörnigsten der ganzen Abfolge (Tab. 14). In der obersten Granitischen Molasse setzt dann eine Kornverfeinerung ein, die durch den Luzerner Sandstein anhält (Fig. 14). Der mächtige Schottervorstoss der Schüpferegg-Nagelfluh zeichnet sich auch in einer starken Kornvergröberung der begleitenden Sandsteine ab. Innerhalb der Schüpferegg-Nagelfluh und in den unteren Napf-Schichten bleibt die Korngrösse ziemlich konstant.

Wie wir im stratigraphischen Teil ausführten, treten in der obersten Granitischen Molasse, in einer Übergangszone, Gesteine auf, welche bereits an den Luzerner Sandstein erinnern und zu diesem überleiten. Diese Gesteine sind mit aller Wahrscheinlichkeit die ersten Ablagerungen, welche die Transgression des ?burdigalen Meeres ankünden. Die erwähnte Kornverfeinerung der Sandsteine seit der obersten Granitischen Molasse, weist denn auch typisch auf eine transgressive Tendenz, welche bis in den oberen Luzerner Sandstein anhält.

Die grossen Schottermassen der im Hangenden folgenden Schüpferegg-Nagelfluh füllten die wenig tiefe Senke lokal auf und drängten das Meer zurück. Dies ist

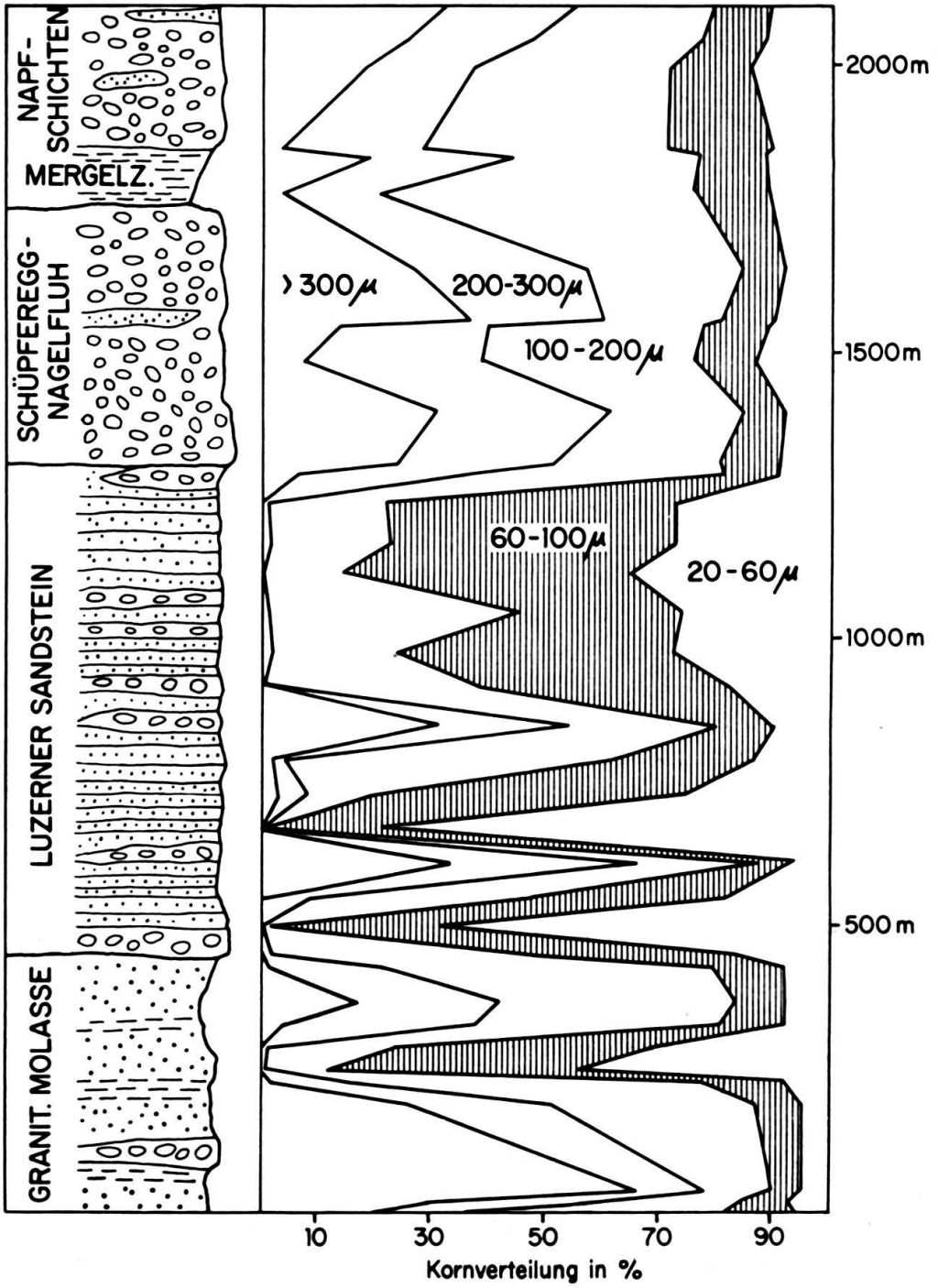

Fig. 14. Die Entwicklung der Kornverteilung der Sandsteine von der obersten Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten.

die deutlich regressive Tendenz, die sich an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh in der Kornverteilung der Sandsteine bemerkbar macht.

Die Sortierung der Sandsteine

Wir haben als Mass für die Sortierung der Sandsteine den heute noch allgemein gebräuchlichen Sortierungsindex von TRASK $So = \sqrt{Q_3/Q_1}$ $(Q_3 > Q_1)$ verwendet, obwohl wir uns bewusst sind, dass dieser keine spezielle Bedeutung bei der Sym-

metriebeschreibung einer Gauss'schen Kurve hat. Die Werte in der Tab. 14 beziehen sich auf den Kornbereich von 2 mm bis 0,02 mm. Der Sortierungsindex von TRASK ist geometrisch und wenig anschaulich, denn ein Sediment mit einem Sortierungswert von 1,5 ist nicht doppelt so gut sortiert, wie eines mit einem Wert von 3,0. Durch Verwendung des Logarithmus von So, d. h. durch Angabe der Sortierung in Zeta-Einheiten (KRUMBEIN 1938) kann dem leicht abgeholfen werden, da dann die Werte wieder arithmetisch werden. Viel besser zur Beschreibung der Sortierung würde sich das Sortierungsmass von INMAN (1952)

$$\sigma_\Phi = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{2}$$

oder von FOLK & WARD (1957)

$$\sigma_I = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6{,}6}$$

eignen, da beide einen grösseren Kornbereich überbrücken. Bei einer Gauss'schen Kurve umfasst σ_Φ den Bereich zwischen $\pm$ 1 Standard-Deviation, d. h. 68 % aller Körner. Da viele natürliche Kornverteilungen annähernd lognormale Verteilungen aufweisen, besitzt dieses Mass eine spezielle statistische Bedeutung bei der Symmetriebeschreibung derartiger Kurven, so dass es künftig dem Index von TRASK vorzuziehen wäre.

Von allen untersuchten Sandsteinen weisen die Proben aus dem Luzerner Sandstein durchschnittlich die beste Sortierung auf (Tab. 14). Leider ist dies nicht auf das marine Milieu zurückzuführen, sondern ist bloss eine Folge der Abhängigkeit der Sortierung vom Median, welche schon von mehreren Autoren erkannt worden ist. TRASK (1932, cit. in MOSS 1963) hatte festgestellt, dass ein Sortierungsoptimum bei Sedimenten auftritt, deren Median zwischen 0,125 und 0,25 mm liegt. Nach GRIFFITHS (1951) liegt dieses Optimum bei 0,17 mm. Erst WALGER (1962) konnte durch Untersuchungen von Einzellagen zeigen, dass offenbar jeder mittleren Korngrösse eine bestimmte optimale Sortierung zugeordnet ist, die völlig unabhängig vom Ablagerungsmilieu ist. Das absolute Sortierungsoptimum liegt auch bei ihm zwischen 0,10 und 0,20 mm. WALGER (1962) fand ausserdem, dass selbst die Einzellagen aus drei lognormalen Komponenten aufgebaut sind. Dies steht weitgehend in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von MOSS (1962, 1963), der in den Sedimenten ebenfalls drei Körnerpopulationen fand. In dieser Arbeit finden wir auch die Erklärung für die mit steigendem Median erfolgende Abnahme der Sortierung. Mit steigender Korngrösse der Population A (gröbere Körner) von MOSS, die gewissermassen das «Gerüst» des Sediments bildet, nimmt auch die Korngrösse der Population B (feinere Teilchen) zu, welche die Hohlräume zwischen den ersteren Teilchen auszufüllen trachtet. Dadurch wird mit zunehmender Korngrösse der Population A die Kornverteilungskurve breiter, d. h. die Sortierung wird schlechter. Aus diesem Grunde weisen die Proben des feinkörnigen Luzerner Sandsteins die beste Sortierung auf.

Fig. 15 zeigt von fünf typischen Proben die Kornverteilung, welche mittels Sieb- und Atterberg-Methode ermittelt wurde. Es handelt sich vermutlich, vor allem bei den grobkörnigen Typen, um Mischverteilungen, deren Sortierung mit steigendem Median schlechter wird.

Das Ziel des Geologen, der aus dem Ausmass der Sortierung auf das Ablagerungsmilieu schliessen möchte, liegt noch in einiger Ferne. Vielleicht weist aber die von SEIBOLD (1963) vorgeschlagene Methode, welche den Einfluss der Korngrösse auf die Sortierung auszuschalten trachtet, einen neuen Weg zur Erreichung dieses Ziels.

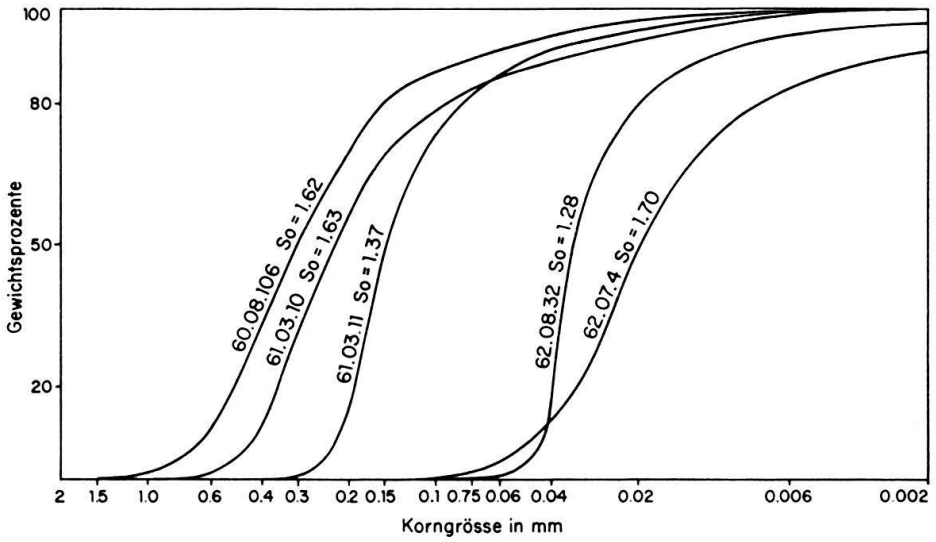

Fig. 15. Korngrössenverteilung von Sandsteinen mit verschiedenem Median Md und die Abhängigkeit der Sortierung vom Median.

c) *Rundung der Sandkörner*

Wie wir auf S. 377ff. ausführlich darlegten, können die Methoden zur Bestimmung der Rundung in eine messende und eine vergleichende Gruppe eingeteilt werden. Die Methoden bei den Sandkörnern bleiben dieselben wie bei den Geröllen, nur lassen sich die Rundungsmessungen nicht mehr mit unbewaffnetem Auge durchführen; es muss mit einem Mikroskop gearbeitet oder durch eine Projektionsmethode Kornbilder hergestellt werden, damit überhaupt eine der messenden oder vergleichenden Methoden angewendet werden kann. Aus diesem Grunde sind die Rundungsmessungen von Sandkörnern ausserordentlich mühsam und zeitraubend. Eine apparative Messung der Rundung wäre deshalb sehr vorteilhaft.

Tab. 13. Vergleich der Eckigkeitskoeffizienten unter Berücksichtigung des tatsächlichen spezifischen Gewichts und des spezifischen Gewichts von 2.65 (Quarz).

Probe Nr.	Spezifisches Gewicht sx	Eckigkeits-koeffizient bei sx	Eckigkeits-koeffizient bei s = 2.65
62.09.43	2,62	1,66	1,68
62.07.7	2,63	1,76	1,78
62.09.56	2,64	1,69	1,70
62.09.54	2,65	1,77	1,77
62.07.3	2,68	1,87	1,86

In den letzten Jahren sind zwei nennenswerte Verfahren der apparativen Rundungsbestimmung von Sanden entwickelt worden. Das eine wurde von HOFMANN

Tab. 14. Zusammenstellung der Resultate aller an den Sandsteinen ausgeführten Untersuchungen.

Abkürzungen: GM = Granitische Molasse; LS = Luzerner Sandstein; SN = Schüpferegg-Nagelfluh; NS = Napf-Schichten, St = Stampien; A = Anatas, B = Brookit, C = Chloritoid, H = Hornblende, S = Staurolith, Sp = Spinell.

Proben Nr.	Formation	Koordinaten	Karbonat			Schwerminerale ohne Granat								Schwermineral-gehalt (%)	Leichtminerale					Median der Fraktion > 20 μ	Sortierung der Fraktion > 20 μ	Spezif. Gewicht	Porosität	Eckigkeit	Sandanteil (Fraktion > 20 μ)	Tonanteil (Fraktion < 20 μ)
			Kalzit	Dolomit	Kalzit / Dolomit	Epidot	Apatit	Zirkon	Turmalin	Titanit	Rutil	Sonstige	Granat		Quarz	Feldspat	Zers. Feldspat	Glimmer	Gesteins-bruchstücke							
Granitische Molasse. Äbnitbach und Bachtolen																										
62.08.17	GM	642320/200320/810	8,5	7,2	1,18	85	15	0	0	0	0		15	1,0	48	34	4	8	6	0,10	1,36			1,45	67,3	17,1
62.08.16	GM	642330/200310/810	21,3	7,0	3,04	98	0	0	1	0	0	1 H	0	0,9	48	37	7	0	8	0,16	1,31	2,68	7,6	1,99	63,7	8,0
62.08.15	GM	642340/200310/805	15,5	7,0	2,21															0,04	1,30	2,70	8,7		47,3	30,2
62.08.14	GM	642370/200270/800	24,2	7,0	3,46	97	3	0	0	0	0		3	1,6	47	41	6	0	6	0,18	1,40	2,69	8,9	1,58	63,3	5,5
62.08.13	GM	642430/200220/795	1,6	3,2	0,50	95	5	0	0	0	0		5	1,1	47	42	8	1	2	0,18	1,44	2,67	14,8	1,71	87,5	7,7
62.08.11	GM	642460/200180/790	16,3	6,4	2,55	74	18	0	7	0	1		2	0,5	48	36	9	0	7	0,08	1,43	2,69	8,7	1,28	66,0	11,3
62.07.9	GM	642490/200160/785	17,4	4,7	3,70	88	7	2	2	1	0		0	0,3	47	39	4	3	7	0,06	1,54	2,69	11,6	1,40	63,2	14,7
62.07.8	GM	642500/200150/785	20,1	5,4	3,72	97	1	2	0	0	0		1	3,7	46	38	9	0	7	0,15	1,34			1,94	67,5	7,0
62.07.7	GM	642560/200075/780	22,8	3,3	6,91	91	4	2	1	1	1		9	1,2	46	42	8	0	4	0,20	1,49	2,68	7,0	1,78	67,9	6,0
62.07.6	GM	642570/199945/780	18,3	1,9	9,63	69	24	3	4	0	0		129	0,6	45	43	5	2	5	0,41	1,78	2,67		1,91	73,1	6,7
62.07.5	GM	642670/199940/775	18,6	3,9	4,77	82	10	3	3	2	0		6	0,4	49	33	11	2	5	0,22	1,53			1,56	69,1	8,4
62.07.4	GM	642670/199935/775	11,3	6,2	1,82	69	12	11	2	5	1		4	1,3	20	12	1	67	0	0,04	1,40				56,1	26,4
62.07.3	GM	642670/199930/770	11,6	4,0	2,90	54	29	10	3	4	0		23	0,6	42	42	10	3	3	0,17	1,47	2,66		1,86	79,7	9,7
62.07.2	GM	642670/199930/770	2,4	5,4	0,44	82	10	3	1	2	1		0	1,1	42	42	3	8	5							
62.07.1	GM	642670/199930/770	16,8	5,0	3,36																					
63.08.16	GM	641130/198280/780	11,4	1,8	6,33	82	9	1	1	7	0		16	0,4	39	49	6	2	4							
63.08.15	GM	639625/197130/840	6,3	2,6	2,42	24	53	16	5	0	1	1 C	86	0,4	43	48	5	1	3							
63.08.14	GM	639800/197000/810	11,8	3,2	3,68	96	0	2	0	1	0	1 H	9	1,0	43	44	4	0	9							
63.08.13	GM	640250/196800/880	18,7	1,7	11,00	76	12	4	1	6	1		6	0,6	45	45	6	0	4							
63.08.12	GM	639275/195525/930	4,7	1,7	2,76	84	5	1	1	8	0	1 S	71	0,9	39	52	4	1	4	0,33	1,77				81,1	12,5
63.08.11	GM	639325/195450/935	24,9	2,2	11,31	54	26	6	1	13	0		12	0,3	46	44	7	0	3							
60.11.222	GM	639320/195350/940	3,5	3,5	1,00	75	17	7	0	1	1		19		28	50	14	1	7	0,22	1,37				85,3	7,7
63.08.10	GM	639325/195280/950	6,3	2,8	2,25	84	10	5	0	1	0		25	0,7	43	41	8	3	5							
63.08.9	GM	639340/195185/960	21,8	1,2	18,16	81	17	1	0	1	0		38	1,1	42	47	6	0	5							
63.08.8	GM	639375/195080/970	8,2	2,3	3,56	90	6	1	0	3	0		25	0,9	30	50	11	1	8							
60.11.223	GM	639450/194925/1000	5,3	5,2	1,02	64	27	8	1	1	0		40		38	44	9	2	7	0,22	1,54				76,3	13,1
60.11.225	GM	639600/194825/1040	12,5	2,8	4,46	1	75	20	2	0	2		485		25	56	8	1	10	0,31	1,84				70,9	13,8
63.08.7	GM	639550/194600/1060	14,4	2,4	6,00	7	68	21	3	0	1		62	0,3	51	44	0	1	4							
60.11.224	GM	639650/194500/1100	8,8	11,2	0,79	40	30	20	5	0	4	1 A	143		23	53	12	3	8	0,31	1,60				68,7	11,3
63.08.6	St	639725/194425/1140	39,2	9,2	4,26	3	61	0	22	0	4	1 H, 1 C, 8 Sp	14	0,2	83	3	0	4	10							

Luzerner Sandstein und Schüpferegg-Nagelfluh. Gräben bei Buechli und Bruggmättili.

62.09.66	SN	645830/203900/900	50,8	1,6	31,75	95	2	0	2	0	0	1 H	10	2,7	72	18	2	1	7	0,22	1,43	2,70	9,4	1,62	42,3	5,3
63.08.30	SN	645920/203970/840	47,4	1,5	31,60	92	3	1	0	0	2	1 B, 1 H	11	1,7	69	26	1	1	3							
62.09.65	SN	645940/203970/820	24,2	2,3	10,52	98	1	1	0	0	0		16	1,0	68	26	1	2	3	0,24	1,58	2,65	11,7	1,62	65,4	8,1
62.09.56	SN	644230/202870/1000	42,7	1,7	25,12	95	3	1	0	0	1		11	2,1	68	22	1	3	6	0,18	1,54	2,69	9,9	1,70	48,0	7,6
62.09.55	SN	644240/202810/960	25,0	2,7	9,26	96	3	0	0	1	0		2	2,0	71	21	1	2	5	0,18	1,52	2,69	17,2	1,83	59,8	12,5
62.09.64	SN	646900/203860/740	24,3	5,3	4,58	94	2	0	0	2	0		24	1,4	65	21	3	2	9	0,23	1,46	2,67	13,7	1,59	63,3	7,1
62.09.54	SN	644300/202660/870	29,1	3,5	8,31	90	5	1	2	1	0	1 H	19	3,5	68	21	1	2	8	0,20	1,58	2,69	9,6	1,77	59,8	7,6
62.09.52	LS	644310/202640/865	16,9	6,3	2,68	91	5	1	0	1	1	1 H	16	2,3	69	19	1	3	8	0,17	1,38			2,05	65,1	11,7
62.09.51	LS	644360/202580/840	27,1	6,6	4,11	83	12	1	2	1	1		9	0,7	63	23	1	4	9	0,08	1,36	2,70	12,3	1,33	57,9	8,4
63.08.29	LS	644380/202500/830	30,4	6,2	4,90	85	12	1	2	0	0		8	0,9	61	25	3	4	7	0,08	1,30			1,32	53,1	10,3
63.08.28	LS	644430/202470/810	32,6	6,3	5,17	94	4	1	0	0	1		4	1,5	54	29	1	5	11	0,07	1,41			1,38	48,1	13,0
63.08.27	LS	644430/202420/795	27,9	2,6	10,73	94	5	0	1	0	0		17	1,6	59	31	3	3	4	0,10	1,49			1,42	50,0	19,5
62.09.50	LS	644480/202280/780	36,5	7,6	4,80	92	2	2	2	2	0		11	1,5	55	27	1	11	6	0,08	1,33	2,70	7,2	1,35	48,8	7,1
62.09.49	LS	644620/202340/760	30,0	8,0	3,75	88	9	1	1	0	0	1 S	7	1,6	58	34	1	2	4	0,09	1,24	2,71	7,6	1,63	54,1	7,9
62.09.48	LS	644720/202230/730	16,2	5,2	3,12	91	6	0	1	0	2		16	0,6	67	26	4	1	2	0,21	1,67	2,68	14,0	1,50	70,7	7,9
62.09.47	LS	644730/202180/725	22,5	6,7	3,36	85	4	1	0	1	0		5	2,0	56	31	3	4	6	0,11	1,32	2,71	9,2	1,99	58,8	12,0
62.09.46	LS	644740/202140/720	19,3	5,7	3,39	90	6	2	1	1	0		9	1,5	59	31	3	2	5	0,08	1,28	2,67	19,4	1,68	65,0	10,0
62.09.45	LS	644770/202060/710	28,8	6,3	4,57	70	26	0	4	1	0		4	0,9	38	23	0	36	4	0,04	1,41	2,72	13,5	1,37	54,3	10,6
62.09.44	LS	644800/202030/710	22,7	5,2	4,37	93	4	1	1	0	0	1 H	5	2,2	60	33	1	0	6	0,24	1,41	2,70	7,4	1,51	61,7	10,4
62.09.43	LS	644820/201990/700	17,4	5,8	3,00	88	8	1	1	2	0		19	0,9	62	30	2	1	5	0,10	1,38	2,69	10,5	1,68	66,6	10,2
62.08.18	LS	642320/200330/820	22,7	7,5	3,03									0,1	53	35	5	4	3	0,04	1,45	2,70	15,2	1,81	58,1	11,7

Luzerner Sandstein, Schüpferegg-Nagelfluh und Napf-Schichten. Schwändigraben und Bockengraben.

61.03.10	NS	637720/199830/1100	29,0	1,6	18,13	82	12	5	1	0	1	1 H	13		59	28	6	1	6	0,21	1,63	2,65	27,5	2,13	56,3	13,0
61.03.9	NS	637730/199770/1075	24,1	9,9	2,43	84	6	1	3	0	0	6 H	8		61	24	4	5	6	0,11	2,11				58,1	7,9
61.03.8	SN	638260/199630/990	52,9	1,9	27,84	80	10	2	6	0	1	1 H	4		62	25	2	0	11	0,13	1,51	2,69	11,0		34,7	10,4
60.11.227	SN	639080/200320/930	34,0	3,0	12,04	93	6	1	0	0	0		11		52	36	2	2	8	0,17	1,67				48,9	14,6
63.08.26	SN	638550/199250/940	50,1	0,6	83,50										70	15	0	4	11							
63.08.25	SN	638670/199020/920	28,8	1,4	20,57										49	34	4	3	10							
61.03.7	SN	638660/199020/920	21,0	3,5	6,00	93	0	2	4	0	1		12		68	25	2	0	5	0,19	1,54				63,1	12,4
61.03.6	SN	638830/198880/910	23,2	6,2	3,74	86	11	1	1	0	0	1 H	9		59	26	1	2	12	0,12	1,56	2,69	13,0		59,0	11,9
61.03.5	LS	638980/198870/900	25,0	6,7	3,73	90	5	0	4	0	0	1 S	1		56	24	6	0	14	0,18	1,70	2,70	11,4		59,3	9,0
63.08.24	LS	638990/198830/895	23,1	7,1	3,25										38	19	2	36	8							
63.08.23	LS	639020/198790/890	29,8	11,0	2,70										67	24	1	1	7							
61.03.4	LS	639070/198730/900	16,8	7,6	2,21	91	8	0	1	0	0		2		64	24	1	2	10	0,10	1,43	2,68	15,5		65,2	10,5
61.03.12	LS	640025/199500/855	27,6	9,1	3,03										54	34	8	2	2	0,13	1,31	2,71	10,7		56,3	7,0
61.03.3	LS	639150/198630/890	20,2	7,5	2,73	91	4	1	4	0	0		6		61	27	4	0	8	0,13	1,36	2,69	11,5		63,0	9,2
61.03.11	LS	640080/199380/840	30,2	11,0	2,75	93	3	1	3	0	0		4		58	28	3	3	8	0,14	1,36	2,71	11,7	1,86	51,5	7,3
61.03.2	LS	639180/198550/870	22,5	7,7	2,92	93	4	1	1	0	0	1 H	2		50	32	6	5	7	0,10	1,34	2,67	10,0		61,7	8,1
63.08.22	LS	639200/198480/870	20,6	4,3	4,79										63	21	3	3	10							
63.08.21	LS	639250/198430/865	18,2	9,1	2,00										61	25	4	2	8							
63.08.20	LS	639280/198390/860	23,5	5,6	4,19										63	31	2	0	4							
63.08.19	LS	639280/198320/860	23,6	4,7	5,02										47	39	3	1	10							
63.08.18	LS	639300/198260/860	17,9	6,6	2,71										59	31	1	4	5							
63.08.17	LS	639380/198280/860	8,2	2,4	3,41										60	32	4	1	3							
61.03.1	LS	639380/198230/860	20,5	6,9	2,96	89	11	0	0	0	0		9		48	36	5	2	9	0.09	1,29	2,68	17,5		62,1	10,4

Tab. 14. Zusammenstellung der Resultate aller an den Sandsteinen ausgeführten Untersuchungen (Fortsetzung).

Proben Nr.	Formation	Koordinaten	Karbonat			Schwerminerale ohne Granat							Granat	Schwermineral-gehalt (%)	Leichtminerale					Median der Fraktion > 20 µ	Sortierung der Fraktion > 20 µ	Spezif. Gewicht	Porosität	Eckigkeit	Sandanteil (Fraktion > 20 µ)	Tonanteil (Fraktion < 20 µ)
			Kalzit	Dolomit	Kalzit / Dolomit	Epidot	Apatit	Zirkon	Turmalin	Titanit	Rutil	Sonstige			Quarz	Feldspat	Zers. Feldspat	Glimmer	Gesteins-bruchstücke							
Profil durch Sandsteinzone in Schüpferegg-Nagelfluh. Wyssflue.																										
62.08.28	SN	643660/203530/737	12,4	4,8	2,58	86	6	2	3	2	1	1 H	9	4,4	50	25	2	21	2	0,16	1,90	2,73	13,0	1,90	62,5	20,2
62.08.27	SN	643660/203530/737	19,0	6,3	3,02																					
62.08.26	SN	643660/203530/737	21,2	6,0	3,53																					
62.08.25	SN	643660/203530/737	32,3	6,1	5,30	89	8	2	1	0	0		1	0,5	74	12	0	8	6	0,05	1,56	2,71	7,5	1,31	45,1	16,5
62.08.24	SN	643660/203530/737	14,0	5,7	2,46	79	16	3	1	1	0		23	4,0	41	21	1	33	4	0,17	3,30				62,9	17,4
62.08.23	SN	643660/203530/737	9,6	5,2	1,85	94	6	0	0	0	0		15	3,1	65	29	1	2	3	0,09	1,75	2,73	7,7		62,7	22,5
62.08.22	SN	643660/203530/737	34,9	4,4	7,93	89	10	0	1	0	0		7	0,9	64	20	1	7	8	0,08	1,37	2,71	6,1	1,54	48,7	12,0
62.08.21	SN	643660/203530/737	22,3	4,1	5,44	80	16	0	4	0	0		7	2,9	62	30	2	2	4	0,10	1,39	2,70	11,0	1,31	61,4	12,2
62.08.20	SN	643660/203530/730	11,2	4,3	2,60																					
Basismergelzone der Napf-Schichten. Graben W Hinter Eimättili.																										
62.08.41	NS	644620/204590/770	9,5	5,2	1,83															<0,02						
62.08.40	NS	644620/204590/770	22,5	4,8	4,69	90	4	1	2	1	2		11	2,5	68	22	2	2	6	0,18	1,61	2,69	16,3		61,3	11,4
62.08.39	NS	644620/204590/770	24,3	6,9	3,52															<0,02						
62.08.38	NS	644620/204590/770	3,8	7,4	0,51															<0,02						
62.08.37	NS	644620/204590/770	32,8	6,0	5,47	91	6	0	3	0	0		16	4,0	65	24	3	5	3	0,16	1,39	2,71	4,3		56,0	5,2
62.08.36	NS	644620/204590/770	21,6	7,7	2,81															<0,02						
62.08.35	NS	644810/204510/710	1,0	0	∞	93	6	0	0	1	0		4	2,3	84	12	0	1	3	<0,02						
Napf-Schichten. Tal der Grossen Fontanne																										
62.09.70	NS	642140/204420/995	38,0	1,9	20,00	91	5	2	1	0	1		42	3,8	63	32	0	2	3	0,22	1,66	2,67	16,7	1,61	47,9	12,2
62.09.69	NS	642210/204310/950	38,2	1,7	22,47	92	5	1	1	0	0	1 H	11	1,9	67	28	0	1	4	0,19	1,69	2,69	11,2	1,78	48,6	11,5
62.09.68	NS	642370/204230/900	39,6	2,1	18,86	91	7	0	1	1	0		13	2,1	73	14	2	2	9	0,16	1,70	2,70	9,8	1,49	48,8	9,5
62.09.67	NS	642460/203990/820	43,5	1,8	24,17	94	4	2	0	0	0		8	1,1	53	39	2	3	13	0,15	1,51	2,67	5,1	1,80	50,1	4,6
Napf-Schichten. Täler von Hergiswil und Luthern.																										
60.08.115	NS	638410/206150/1360	26,2	1,7	15,41	91	6	1	2	0	0		4		75	18	3	0	4	0,24	2,00				52,9	19,3
60.08.114	NS	638720/206430/1180	43,2	0,4	108,00	89	10	0	1	0	0		7		63	31	3	0	2	0,21	1,61				44,5	11,8
60.08.113	NS	638430/206740/1055	24,8	1,3	19,15	89	10	0	1	0	0		16		73	19	3	0	5	0,18	1,69				57,4	16,5
60.08.112	NS	638700/208170/890	26,0	2,4	10,83	93	4	0	1	0	1	1 H	20		69	22	4	1	4	0,21	1,69				55,3	16,3
60.08.111	NS	639000/208980/830	29,3	2,8	10,46	93	7	0	0	0	0		12		67	26	2	2	3	0,13	1,71				53,2	14,7
60.08.110	NS	639440/210360/770	31,0	2,9	10,72	92	6	1	1	0	0		15		69	22	4	2	3	0,13	1,44				53,5	12,6
60.08.108	NS	637590/215850/740	1,3	9,0	0,14	82	12	2	0	0	0	4 H	23		67	20	1	3	9	0,17	1,57				78,5	11,2
60.08.109	NS	639050/211900/720	5,5	3,2	1,72	93	5	1	0	0	1		11		65	24	5	2	4	0,21	1,75				74,2	17,0
60.08.107	NS	639050/211900/720	5,0	11,0	0,45	90	2	4	2	0	1	1 H	78		60	27	6	6	1	0,04	1,42				73,1	11,0
60.08.106	NS	639960/216600/620	14,2	5,3	2,68	87	5	0	1	0	1	1 B, 2 H, 3 S	98		66	27	3	2	2	0,25	1,59				70,0	10,5
60.08.105	NS	641040/218530/570	25,6	7,9	3,24	91	6	1	1	0	0	1 H	20		72	20	2	2	4	0,16	1,49				54,9	11,6
60.08.104	NS	642350/218875/560	8,7	8,6	1,01	95	1	2	0	0	0	4 H	20		71	20	3	1	5	0,22	1,50				72,6	10,2
60.08.118	?NS	636490/216840/670	4,0	13,9	0,29	95	1	0	2	0	1	1 H	33		58	26	3	9	4	0,18	1,90				74,8	7,3

(1964d) und das andere von KUENEN (1964) veröffentlicht. KUENEN (1964) bringt die Körner fraktionsweise in eine etwa 2 m lange, leicht geneigte Rinne. Diese wird hin und her bewegt, so dass die Körner langsam abwärts rollen und am Ende der Rinne aufgefangen und gewogen werden. Auf diese Weise wird nicht die Rundung, sondern die Rollbarkeit (pivotability) bestimmt. Diese steht aber in Beziehung mit der Rundung und der Form. Die Methode hat den Vorteil, dass sie mit sehr kleinen Probemengen auskommt. Die Methode von HOFMANN (1956d) beruht auf der Messung der spezifischen Oberfläche S_w eines Sandes nach dem Durchlässigkeitsverfahren in dem von ihm entwickelten Sandoberflächenmessapparat[13]). Dabei wird Luft durch eine Sandmenge von 50 g gesogen, welche in einem Rohr auf ihr minimales Volumen eingerüttelt worden ist. Die wirkliche spezifische Oberfläche S_w ist dann eine Funktion der Porosität und der Durchlässigkeit dieser Sandsäule. Von derselben Sandmenge, die nur Körner $> 60\ \mu$ enthält, bestimmt man ausserdem die Kornverteilung durch Sieben. Unter der Annahme, dass alle Körner Kugeln seien, kann die theoretische spezifische Oberfläche S_{th} berechnet werden. Durch Division der wirklichen durch die spezifische Oberfläche erhält man den sogenannten Eckigkeitskoeffizienten $E = S_w/S_{th}$.

Wir bestimmten die Rundung der Sandkörner nach der Methode HOFMANN (1956d). Die Sandsteine müssen zuerst (vgl. Korngrössenanalysen) mit 10 %iger Salzsäure entkalkt werden. Um konstante Versuchsbedingungen zu erhalten, rüttelten wir bei der Bestimmung der wirklichen spezifischen Oberfläche die Sandsäule während 30 Sekunden mit einem Vibrator ein.

In der Formel zur Berechnung von S_w und S_{th} ist auch das spezifische Gewicht des Sandes enthalten, welches HOFMANN (1956d) als konstant gleich demjenigen von Quarz = 2,65 annimmt. Wir untersuchten, ob durch diese Annahme der Eckigkeitskoeffizient wesentlich beeinflusst wird. Tab. 14 zeigt, dass das spezifische Gewicht unserer Molassesandsteine ungefähr zwischen 2,60 und 2,70 schwankt. Tab. 13 enthält das spezifische Gewicht s_x einiger Proben, sowie die Eckigkeitskoeffizienten bei Berücksichtigung des tatsächlichen spezifischen Gewichtes und von $s = 2{,}65$. Die Abweichungen zwischen den so erhaltenen Eckigkeitskoeffizienten sind sehr gering. Wir benutzten deshalb bei unseren Untersuchungen nach HOFMANN (1956d) der Einfachheit halber das spezifische Gewicht des Quarzes 2,65.

Tab. 14 enthält die Eckigkeitskoeffizienten der untersuchten Sandsteine. Die erhaltenen Werte sind recht unterschiedlich, doch können wir noch keine Gesetzmässigkeit erkennen. Einzig die Proben aus dem Luzerner Sandstein scheinen eine etwas bessere Kornrundung aufzuweisen. Wir hofften mit dieser Methode kleine Rundungsunterschiede der Körner erfassen und aus ihnen Rückschlüsse auf das Ablagerungsmilieu ziehen zu können. Dies ist uns vorläufig noch nicht gelungen, obwohl es nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. R. A. GEES, der sich mit amerikanischen Sedimenten befasst, möglich sein soll. Wir führen es vor allem auf die speziellen geologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes zurück, welches für die Lösung derartiger Probleme sehr ungünstig liegt, da praktisch alle Sandsteine fluviatiler Herkunft sind. Sogar der marine Luzerner Sandstein weist gegenüber den rein fluviatilen Sandsteinen keine bessere Rundung der Körner auf, ver-

[13]) Erhältlich bei Georg Fischer AG, Schaffhausen.

mutlich weil er ein Deltasediment ist (VAN DER LINDEN 1963) und deshalb nicht wie der Sand einer stabilen Küste eine lange Bearbeitung erfahren hat.

Wir sind überzeugt, dass die angewandte Methode von HOFMANN einen einfachen und gangbaren Weg zur Bestimmung der Rundung von Körnern darstellt. Da der Eckigkeitskoeffizient aber von der Sortierung und der Korngrösse abhängig ist (HOFMANN 1960c) und letztere zudem noch eng korreliert sind, sollte zuerst einmal der Einfluss von Sortierung und mittlerer Korngrösse auf den Eckigkeitskoeffizienten genau erfasst werden. Es ist anzunehmen, dass dann die Untersuchung der Rundung und Kornverteilung rezenter Sande verschiedener Milieus den Schlüssel zur Erkennung der fossilen Ablagerungsmilieus liefern wird.

Die morphoskopische Quarzkornanalyse (CAILLEUX & TRICART 1959; LÜTHY, MATTER & NABHOLZ 1963), die wir versuchsweise an einigen Proben aus allen vier Formationen durchführten, bestätigte die Daten der Eckigkeitsbestimmung. Die Quarzkörner aller Proben einschliesslich derjenigen aus dem Luzerner Sandstein, weisen praktisch keine Bearbeitung auf (= non-usés im Sinne von CAILLEUX & TRICART 1959).

LITERATURVERZEICHNIS

AMERIC. COMM. ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961): *Code of stratigraphic nomenclature.* Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists *45*/5, 645–665.

VAN ANDEL, TJ. (1958): *Sediments of the Rhone Delta. II. Sources and deposition of heavy minerals.* Verh. van het Nederl. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Serie, deel *XV*, 515–543.

VAN ANDEL, TJ., et al. (1954): *Roundness and shape of marine gravels from Urk (Netherlands), a comparison of several methods of investigation.* Jour. Sed. Petrology *24*/2, 100–116.

ANTENEN, F. (1910): *Mitteilungen über Talbildung und eiszeitliche Ablagerungen in den Emmetälern.* Eclogae geol. Helv. *11*, 77–95.

– (1924): *Über das Quartär der Waldemme und der Entlen.* Eclogae geol. Helv. *18*/2, 432–448.

APFEL, E. T. (1938): *Phase sampling of sediments.* Jour. Sed. Petrology *8*, 67–68.

ARBENZ, K. (1947): *Geologie des Hornfluhgebietes (Berner Oberland).* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *89*.

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.

– (1927): *Die Fauna der Silvanaschichten im Tafeljura der Kantone Baselland und Solothurn.* Verh. natf. Ges. Basel *38*, 147–163.

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

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

BECK, P. (1911): *Beiträge zur Geologie der Thunerseegebirge mit besonderer Berücksichtigung des Sigriswilergrates, des Beatenberges und des Harders.* Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. *29*.

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.

BIETLOT, A. (1940): *Méthode d'analyse granulométrique. Application à quelques sables éocènes de Belgique.* Bull. Soc. géol. Belgique *64*, 81–169.

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

BLISSENBACH, E. (1957): *Die jungtertiäre Grobschotterschüttung im Osten des bayrischen Molassetroges.* Geol. Jb., Bh. *38*, 9–48.