

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ
GEOPHYSIK

Nr. 1

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der Schweizerischen
Geotechnischen Kommission, Organ der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft

**Zur seismischen und petrographischen Charakterisierung
einiger Molassegesteine,
einschließlich der Beschreibung von Methoden der
Korngrößenbestimmung in Festmaterial**

Von H. Röthlisberger

KOMMISSIONSVERLAG:

Kümmerly & Frey AG., Geographischer Verlag, Bern

1957

Buchdruckerei Aschmann & Scheller AG., Zürich

Vorwort

der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

An der Sitzung vom 21. November 1953 stimmte die Schweizerische Geotechnische Kommission der Schaffung einer neuen Publikationsreihe zur Sammlung größerer Arbeiten der geophysikalischen Landesuntersuchung zu. Schon früher hatte die Kommission auf Vorschlag ihres Mitgliedes Prof. Dr. F. Gaßmann beschlossen, geophysikalische Forschungen wegen ihrer großen Bedeutung für Wissenschaft und Praxis in ihr Tätigkeitsgebiet einzubeziehen.

Die Kommission freut sich nun, die neue Serie «Beiträge zur Geologie der Schweiz — Geophysik» mit der Promotionsarbeit von Herrn dipl. sc. nat. H. Röthlisberger: «Zur seismischen und petrographischen Charakterisierung einiger Molassegesteine einschließlich der Beschreibung von Methoden der Korngrößenbestimmung in Festmaterial», ausgeführt am Institut für Geophysik der Eidgenössischen Technischen Hochschule, zu beginnen. Sie möchte dem Autor für seinen wertvollen Beitrag an die Erforschung wichtiger Gesteine der Molasse, ebenso für seine finanzielle Mitwirkung an die Druckkosten den besten Dank aussprechen.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, Dezember 1956.

Für die Schweizerische Geotechnische Kommission
Der Präsident: **Prof. F. de Quervain**

Inhaltverzeichnis

	Seite
Vorwort	7
I. Übersicht der Methoden zur Untersuchung der Gesteinselastizität	9
A. Einleitung	9
B. Statische Labormethoden	9
1. Allseitiger Druck	9
2. Achsialer Druck	10
3. Biegebeanspruchung	10
4. Torsionsbeanspruchung	10
C. Dynamische Labormethoden	10
1. Longitudinalschwingungen von Stäben	10
2. Biegeschwingungen von Stäben	10
3. Torsionsschwingungen von Stäben	11
4. Messung der Wellenlänge	11
5. Laufzeitmethoden	11
6. Stoßuntersuchungen	11
D. Feldmethoden	11
1. Direkte Messung der Ausbreitungsgeschwindigkeit elastischer Wellen	12
2. Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeit elastischer Wellen mit Refraktionsprofilen	12
3. Bestimmung der Longitudinalgeschwindigkeit in der Reflexionsseismik	12
4. Dehnungsmessungen in Druckstollen, Belastungsversuche	12
E. Theoretische Folgerungen aus Zusammensetzung und Aufbau	13
F. Verwendbarkeit der Methoden	13
II. Problemstellung	15
III. Verwendete Methoden zur seismischen Gesteinscharakterisierung	16
A. Bestimmung seismischer Geschwindigkeiten am Anstehenden	16
1. Apparatur	16
2. Beschreibung der Methode	17
a) Anordnung	17
b) Meßdistanz und Genauigkeit	18
3. Passende Aufschlüsse	20
B. Dynamische Elastizitätsmessungen an Stäben	20

IV. Verwendete Methoden zur petrographischen Gesteinscharakterisierung	22
A. Sandsteine	22
1. Stofflicher Aufbau	22
2. Korngrößenverteilung	23
3. Struktur	23
4. Dichte und Porosität	24
5. Technische Eigenschaften	24
6. Verhalten bei Sprengungen	24
B. Konglomerate (Nagelfluh)	25
1. Klassifikation; Gerölle und Bindemittel	25
2. Zusammensetzung	25
3. Korngrößenverteilung	26
a) Mechanische Zerteilung und Kristallisierungsversuch	26
b) Korngrößenanalyse ohne Auflösung des Gesteinsverbandes	28
4. Korngestalt und Kornberührung	29
5. Dichte und Porosität	31
6. Festigkeit, Verwitterung	32
V. Zusammenstellung der geologisch-petrographischen und geophysikalischen Beschreibungen und Daten einiger gut untersuchter «homogener» Molassetypen	33
A. Beschreibung der einzelnen Gesteinskomplexe	33
1. Sandsteine	33
a) Ostermundigen	33
b) Bäch	36
2. Konglomerate	39
a) Sorbach bei Eggiwil	39
b) Ob. Frittenbach bei Langnau i. E.	43
c) Goldau	44
d) Bergholz bei Ebmatingen	47
B. Zusammenstellung petrographischer und physikalischer Daten	48
1. Sandsteine	48
2. Konglomerate	51
VI. Diskussion der Resultate	53
A. Homogenität	53
1. Kriterien der Homogenität	53
2. Statistische Homogenität und beschränkte Inhomogenität	54
3. Beispiele beschränkter Inhomogenität	56
B. Die Geschwindigkeitswerte der Sandsteine	57
1. Die einzelnen Werte	57
2. Räumliche Verteilung der v-Werte in Ostermundigen	57
a) Anisotropie	58
b) Entlastung	58
c) Grundwasser	58
C. Die Geschwindigkeitswerte der Konglomerate	59
1. Die einzelnen Werte	59
2. Diskussion der großen Geschwindigkeitsvariation in Konglomeraten	60
a) Porosität und Verkittung	60
b) Deutung der hohen Werte in Konglomeraten	61

D. Diskussion der Methoden	63
1. Zur Vergleichung von Feld- und Labormethoden	63
2. Zur Homogenitätsprüfung	64
3. Günstige Meßstellen	64
4. Ergänzende Messungen	65
 VII. Theoretische Grundlagen zur Korngrößenbestimmung aus Anschliff, Dünnschliff und Bohrkern	66
A. Einleitung	66
B. Kreisradienverteilung in einer Schnittebene	67
1. Berechnung der Kreisradienverteilung aus einer gegebenen Kugelgrößenverteilung	67
2. Vergleichung von berechneten Kreisradienverteilungen mit gegebenen	70
3. Berechnung der Kugelgrößenverteilung aus einer gegebenen Kreisradienverteilung	71
C. Schnittlängenverteilung auf einer Geraden	71
1. Berechnung der Schnittlängenverteilung aus einer gegebenen Kugelgrößenverteilung	72
2. Vergleichung von berechneten Schnittlängenverteilungen mit gegebenen	72
3. Berechnung der Kugelgrößenverteilung aus einer gegebenen Schnittlängenverteilung	73
a) Stetig verteilte Kugelradien	73
b) Diskrete Werte der Kugelradien	73
D. Längenverteilung von Schnittstrecken, die auf Rasterpunkte fallen — Die passende Methode bei großem Variationsbereich der Korngrößen	76
1. Diskrete Werte der Kugelradien	76
2. Stetig verteilte Kugelradien	79
3. Beispiel	82
 Zusammenfassung und Summary	84
 Literaturverzeichnis	87
A. Mathematische, physikalische und geophysikalische Werke und Schriften	87
B. Petrographische, geologische und geographische Werke und Schriften, geologische Karten	90
C. Literatur über die Korngrößenbestimmung an einem Schnitt	91

Vorwort

Auf Ende Mai 1950 war an der X. Abteilung der ETH folgende Preisfrage ausgeschrieben:

«Über die Elastizität fester Gesteine: Die bisher für feste Gesteine verwendeten Methoden zur Bestimmung der statischen und dynamischen Elastizitätskonstanten und der Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer Wellen sind samt ihrer theoretischen Begründung unter Mitberücksichtigung von Anisotropie systematisch zusammenzustellen, auf ihre Brauchbarkeit und Genauigkeit zu prüfen und zu ergänzen. Die bekannten numerischen Ergebnisse sind mit der Dichte und mit den in der Petrographie verwendeten Klassifikationen der festen Gesteine in Zusammenhang zu bringen.»

Durch Bearbeitung dieser Preisfrage konnte für die vorliegende Dissertation wertvolle Vorarbeit geleistet werden, die vorwiegend die Literaturkenntnis und die systematische Übersicht der Elastizitätsbestimmungsmethoden betrifft. Die Literaturzusammenstellung wurde in die Dissertation übernommen und nur ausnahmsweise mit neueren Zitaten ergänzt. Aus den bis 1950 publizierten Arbeiten wurde die Überzeugung gewonnen, daß mit den im Institut für Geophysik vorhandenen apparativen Einrichtungen nur durch seismische Messungen am Anstehenden Resultate erwartet werden konnten, die neu und für den Geologen von Wert sind. Mit derartigen Messungen war im Frühsommer 1948 in Staffelbach begonnen worden. Nach dieser ersten orientierenden Kampagne folgten die auf S. 33—48 beschriebenen Untersuchungen im Sommer 1949 und 1952. Die Unterbrechung von zwei Jahren war 1950 durch meine Teilnahme an einer ersten Expedition nach Baffin-Land bedingt, 1951 durch anderweitige finanzielle Inanspruchnahme des Institutes. Die geophysikalische Laborarbeit wurde vorwiegend in den Winterhalbjahren 1948/49 bis 1952/53 und im Frühsommer 1951 ausgeführt, die petrographische Laborarbeit im Winterhalbjahr 1952/53. Die theoretische Bearbeitung der Korngrößenbestimmung wurde im Herbst 1952 aufgenommen. Im Sommer 1953 nahm ich an einer zweiten Expedition nach Baffin-Land teil, so daß die Zusammenstellung der Resultate und die Niederschrift des Manuskripts erst im Winter 1953/54 erfolgte.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. F. Gaßmann, möchte ich an erster Stelle meinen herzlichsten Dank aussprechen. Dieser Dank gilt sowohl für seine vielseitigen Anregungen als auch dafür, daß er als Leiter des Instituts für Geophysik dem für seismische Feldarbeit unbedingt nötigen Aufwand an Apparatur, technischen Hilfsmitteln und Hilfspersonal im Rahmen des Gesamtarbeitsprogramms Rechnung getragen hat.

Mein besonderer Dank gilt ferner meinem Lehrer bei der Diplomarbeit, Herrn Prof. Dr. P. Niggli, der auch an meinem neuen Arbeitsgebiet reges Interesse bekundete. Den Herren Professoren Dr. F. de Quervain und Dr. C. Burri danke ich für ihre Hilfe bei den petrographischen Untersuchungen und Herrn Prof. Dr. R. Rutsch für die Durchsicht der geologischen Beschreibung der Aufschlüsse. Auch

Herrn P.-D. Dr. Max Weber, unter dessen Leitung die Apparatur gebaut wurde, bin ich Dank schuldig. Bei meinen Studienkollegen am Institut für Geophysik, die mich in Feld und Labor unterstützten, vor allem aber bei meinem stetigen Begleiter bei der seismischen Feldarbeit, Herrn R. Berger, möchte ich mich an dieser Stelle ebenfalls herzlich bedanken.

Zum Schluß gilt mein Dank all den Instanzen und den Besitzern von Grundstücken, die die Erlaubnis zu den Sprengungen zu geben hatten. Vor allem möchte ich Herrn K. Schürmann, den Besitzer des Steinhauerbetriebs in Ostermundigen, wegen seines Entgegenkommens bei den Arbeiten im Steinbruch und bei der Beschaffung von Sandsteinstäben erwähnen.

I. Übersicht der Methoden zur Untersuchung der Gesteinselastizität

A. Einleitung

Abgesehen von experimentellen Details lassen sich die Methoden, nach denen bis jetzt Elastizitätsuntersuchungen an Gesteinen ausgeführt worden sind, nach einfachen Gesichtspunkten zusammenstellen. Eine übersichtliche Einordnung nach grundsätzlichem Vorgehen (Labor, Feld, Berechnungstheorie) und Art der vorgenommenen Deformation ist im folgenden angewendet worden. Zu jeder erwähnten Methode finden sich einige knappe Erläuterungen und Literaturhinweise, wobei weitere Literaturzitate in den erwähnten Arbeiten gefunden werden können. Arbeiten nach 1950 sind nur selten zitiert.

B. Statische Labormethoden

Sie finden an größeren und kleineren Gesteinsproben Anwendung, die aus dem Verband gelöst werden müssen und ins Labor gebracht werden.

1. Allseitiger Druck

In der Hochdruckkammer wird die Gesteinsprobe hydrostatisch von einer Flüssigkeit oder einem Gas zusammengedrückt, wobei die Probe von diesem Medium durchdrungen werden kann (freie Probe oder offenes System) oder durch eine Membran geschützt wird (umhüllte Probe oder geschlossenes System). Entweder wird die Volumänderung der Probe oder die Änderung linearer Abmessungen bestimmt. In beiden Fällen kann nur eine Elastizitätsgröße erhalten werden, der Kompressionsmodul k .¹⁾ Das Verfahren ist speziell zur Bestimmung von k bei sehr hohem Druck angewendet worden, z. T. kombiniert mit hoher Temperatur, hatte also die Untersuchung des Verhaltens der Gesteinstypen in großer Erdtiefe zum Ziel. Entsprechende Druckkammern waren bis vor kurzem nur am Geophysical Laboratory, Washington D. C., und an der Harvard University, Cambridge, Mass., vorhanden. Apparaturbeschreibungen und Resultate finden sich bei ADAMS u. a. (1918), ADAMS und WILLIAMSON (1923), ADAMS und GIBSON (1926a, b, 1929), ADAMS (1931), BRIDGMAN (1925), ZISMAN (1933b), BIRCH und LAW (1935), BIRCH und DOW (1936), BIRCH (1943).

¹⁾ Bezeichnungen der Elastizitätskonstanten nach GASSMANN (1951a).

2. Achsialer Druck

Die Zusammendrückung von Gesteinsproben zwischen zwei Backen ist die klassische Methode der Materialprüfung, die im entsprechenden Schrifttum behandelt ist. Im Zusammenhang mit geophysikalischen Problemen sind vor allem drei Arbeiten speziell zu erwähnen, auf die immer wieder verwiesen wird: ADAMS und COKER (1906), BREYER (1930) und ZISMAN (1933a). Für bergbauliche Untersuchungen haben sich STÖCKE u. a. (1934, 1936) der Methode bedient. Die Methode liefert den E-Modul und die Poisson-Konstante.

3. Biegebeanspruchung

Wie der achsiale Druck findet die Biegebeanspruchung in der Materialprüfung verbreitete Verwendung, weshalb vor allem auf die entsprechende Literatur verwiesen sei. In geophysikalischen Instituten und in Kreisen des Bergbaus sind statische Gesteinselastizitäten sogar vorwiegend nach der Biegemethode bestimmt worden, da keine speziellen Druckmaschinen nötig sind, um eine meßbare Biegung an einem Stab oder einer Platte zu erzeugen. PICHOT (1927) und REGULA (1940) spannen ihre Proben einseitig ein, häufiger ist aber beidseitige Auflagerung an den Enden. Eine große Zahl verschiedener Gesteine ist auf diese Weise von NAGAOKA (1900), KUSAKABE (1904), STÖCKE u. a. (1934, 1936) bearbeitet worden, ferner fand die Methode in speziellen Untersuchungen von BORN u. OWEN (1935) und IIDA (1939a, b) Verwendung.

4. Torsionsbeanspruchung

Die Torsion liefert den Schubmodul μ . NAGAOKA (1900) und KUSAKABE (1903) haben ein umfangreiches Material behandelt, IIDA (1939a, b) hat die Methode für eine spezielle Untersuchung verwendet und REGULA (1940) hat Vergleiche mit andern Methoden angestellt.

C. Dynamische Labormethoden

1. Longitudinalschwingungen von Stäben

Aus den freien oder erzwungenen Schwingungen werden Eigenfrequenzen ermittelt, und aus diesen und der Dichte der E-Modul gefunden. Nach dieser Methode sind weitaus die meisten E-Werte von Gesteinen bestimmt worden, die in der geophysikalischen Literatur zitiert werden. Als Auswahl der sehr umfangreichen Literatur seien erwähnt: BANCROFT (1941), BIRCH und BANCROFT (1938a), BORN und OWEN (1935), BOYLE und SPROULE (1931), EWING u. a. (1934), GASSMANN u. a. (1951a), GRIME (1935), IDE (1935, 1936a, 1937), IIDA (1939a, b), v. THYSEN (1938, 1940), v. THYSEN und RÜLKE (1939), WEATHERBY u. a. (1934).

2. Biegeschwingungen von Stäben

Wie die Longitudinalschwingungen liefern auch die Biegeschwingungen den E-Modul. Dank den großen Amplituden gelang es schon früh, KUSAKABE (1905) und PICHOT (1927), diese Methode an-

zuwenden; seit aber Longitudinalschwingungen verwendet werden konnten, kam die Biegeschwingungsmethode nur noch selten zur Anwendung: EWING u. a. (1934), BIRCH und BANCROFT (1938a), REGULA (1940). Einzig bei BIRCH und BANCROFT waren beide Stabenden frei, bei den übrigen zitierten Arbeiten war ein Ende eingespannt. SHIMOGURU (1952) spannt beide Enden ein und übt zusätzlich einen achsialen Druck aus. Aus den Biegeschwingungen ermittelt er den E-Modul in Abhängigkeit der achsialen Vorspannung. BRUCKSHAW und MAHANTA (1952) untersuchen mit erzwungenen Schwingungen an einseitig eingespannten Stäben die Dämpfung, um Anhaltspunkte über die Dispersion seismischer Wellen zu erhalten.

3. Torsionsschwingungen von Stäben

Aus den freien oder erzwungenen Schwingungen werden Eigenfrequenzen ermittelt, und aus diesen und der Dichte der Schubmodul μ gefunden. Die Methode ist ungefähr gleich häufig angewandt worden wie die der Longitudinalschwingungen von Stäben. Für die geophysikalische Forschung ist von besonderer Bedeutung, daß sie sich in der Hochdruck-Kammer bei hohem hydrostatischem Druck verwenden läßt. Die theoretischen Grundlagen hierfür diskutiert BIRCH (1938). Einige weitere Literaturangaben: EWING u. a. (1934), IDE (1936b), BIRCH (1937), BIRCH und BANCROFT (1938a, b, 1940), IIDA (1939a), REGULA (1940).

4. Messung der Wellenlänge

PARSHAD (1945, 1946) teilt summarisch mit, wie sich die Wellenlänge von Ultraschall messen läßt, der sich in festen Körpern ausbreitet.

5. Laufzeitmethoden

Es werden die Laufzeiten elastischer Impulse ermittelt, die auf bekanntem Weg eine Probe durchlaufen. Aus verschiedenen Wellentypen lassen sich verschiedene elastische Konstanten finden. Heute hat das Verfahren in der Materialprüfung Eingang gefunden und hat sich auch bei den geophysikalischen Untersuchungen von HUGHES und JONES (1950, 1951), HUGHES und CROSS (1951), HUGHES und KELLY (1952) und von BAULE (1953) sehr bewährt. Erstere erhalten mit sehr hohen Frequenzen den Raumdruckmodul M , letzterer mit niedrigeren Frequenzen den Stabdruckmodul E . M und μ konnten von HUGHES u. a. bei hohem hydrostatischem Druck und erhöhter Temperatur bestimmt werden. MC MILLEN (1946) hat auf indirektem Wege die Laufzeit der Impulse bestimmt, nämlich aus den Bugwellen an einem ins Wasser getauchten Stab.

6. Stoßuntersuchungen

CASTAN (1929) und ROESS (1935) weisen darauf hin, daß aus dem Aufprall einer Kugel auf eine geschliffene Gesteinsfläche bei bekannten Eigenschaften der Kugel Aussagen über die Elastizität des Gesteins gemacht werden können.

D. Feldmethoden

Die Elastizitätsgrößen werden am anstehenden Gestein, seltener an losgelösten Felsmassen oder großen Blöcken bestimmt.

1. Direkte Messung der Ausbreitungsgeschwindigkeit elastischer Wellen

Aus Distanz und Laufzeit läßt sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit elastischer Wellen finden, woraus bei bekannter Dichte der Raumdruckmodul M oder der Schubmodul μ berechnet werden kann, je nachdem die Longitudinal- oder Transversalwelle zur Beobachtung gelangt. Trotz der großen Aktivität, die in den letzten Jahren auf dem Gebiet der Seismik zu verzeichnen war, sind nur sporadisch Resultate von direkten Geschwindigkeitsmessungen mitgeteilt worden. Sie finden sich z. B. bei MAURAIN u. a. (1925), MOTHES (1927, 1929), SORGE (1930), BROCKAMP und MOTHES (1930), LEET und EWING (1931, 1932), LEET (1933), EWING u. a. (1934), NÖRLUND und BROCKAMP (1934), WEATHERBY u. a. (1934), EWING und CRARY (1935), HEINRICH (1936), LEET (1938), FLORIN u. a. (1948), RÖTHLISBERGER (1949), REICH (1951), BAULE (1951), RÖTHLISBERGER und VÖGTLI (1952), WHITE und SENGBUSH (1953), KISSLINGER (1953), RÖTHLISBERGER (1955). In der Erdölseismik werden Geschwindigkeitsprofile längs Bohrlöchern aufgenommen, indem mehrmals an der selben Stelle der Oberfläche gesprengt wird und ein Mikrophon sukzessive ins Bohrloch abgesenkt wird (seltener Mikrophon und Sprengpunkt vertauscht). SUMMERS und BRODING (1952) und VOGEL (1952) teilen mit, daß neuerdings die direkte Messung der Geschwindigkeit auf der sehr kurzen Distanz von etwa 1,50 m in Bohrlöchern möglich ist und in gewissen Fällen sogar Longitudinal- und Transversalwelle erkannt werden können. EVISON (1951) verwendet einen Vibrator, dessen Frequenz geändert werden kann. Vor allem durch die Aussendung von Wellenpaketen erhält er außer der Fortpflanzungsgeschwindigkeit weitere charakteristische Angaben über die Energie verschiedener Wellentypen und die Dämpfung.

2. Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeit elastischer Wellen mit Refraktionsprofilen

In der angewandten Seismik werden bei der Refraktionsmethode Geschwindigkeiten (meist nur Longitudinalgeschwindigkeiten) indirekt und direkt bestimmt, aber nur selten publiziert. Eine Reihe der im vorigen Abschnitt zitierten Arbeiten enthalten z. T. Refraktionsresultate, z. B. LEET und EWING (1931), NÖRLUND und BROCKAMP (1934), OLIPHANT (1950). Durchschnittswerte aus Messungen in der Schweiz finden sich bei SÜSSTRUNK (1953).

3. Bestimmung der Longitudinalgeschwindigkeit in der Reflexionsseismik

Nach Methoden, die in neueren Lehrbüchern dargestellt sind, wird aus den Reflexionen das Geschwindigkeitsprofil zwischen der Erdoberfläche und den Reflexionshorizonten ermittelt. Einige Anhaltspunkte über die Genauigkeit finden sich bei SWAN und BECKER (1952).

4. Dehnungsmessungen in Druckstollen, Belastungsversuche

In einigen Fällen ist die Elastizität auch schon statisch im Feld bestimmt worden, indem einzelne Abschnitte eines Stollens unter Druck gesetzt wurden und die Ausweitung im Innern gemessen wurde, FREY-BÄR (1944, 1947). Für bautechnische Untersuchungen werden statische Belastungen mit Stempeln ausgeführt.

E. Theoretische Folgerungen aus Zusammensetzung und Aufbau

BRUGGEMAN (1930, 1937) leitet auf theoretischem Wege Formeln her, nach denen aus bekannten Elastizitätszahlen des Einkristalls die Elastizitätskonstanten von Kristallaggregaten gerechnet werden können, ferner solche, die aus den Elastizitätskonstanten von isotropen Komponenten die Konstanten von isotropen Mischkörpern bestimmten Aufbaus zu berechnen gestatten. BIRCH und BANCROFT (1938 b) bedienen sich einer von VOIGT (1928) gegebenen Näherungstheorie. Bei ADAMS und WILLIAMSON (1923), ADAMS und GIBSON (1929), BIRCH (1943), DALY (1946) finden sich weitere Beispiele von Berechnungen und Angaben über das Vorgehen. Für spezielle Fälle von porösen Körpern hat GASSMANN (1951 a, b) einige Berechnungsmethoden gegeben, die vor allem auch die Beziehung zwischen trockenen und mit Flüssigkeit gesättigten Systemen herstellen.

F. Verwendbarkeit der Methoden

Die Meßfehler betragen bei fast allen Methoden ein bis wenige Prozente, meistens um ein bis zwei Prozente, eventuelle systematische Fehler (z. B. aus ungenauer Eichung der Apparatur resultierend) mit eingerechnet. Trotzdem sind in den Resultaten häufig Abweichungen bis zu 20% festgestellt worden, in einzelnen Fällen noch viel größere, wenn dasselbe Gestein nach verschiedenen Methoden untersucht worden ist. Zusammenstellungen und Erörterungen des Problems finden sich z. B. bei DALY (1930), LEET und EWING (1931, 1932), ZISMAN (1933 c, d), IDE (1936 a). Vor allem ergab sich eine starke Diskrepanz zwischen statischen und dynamischen Methoden, aber auch zwischen statischen Methoden untereinander. In diesem zweiten Fall wurden z. B. drei Elastizitätsgrößen unabhängig voneinander statisch bestimmt und festgestellt, daß sie den nach der Elastizitätstheorie geforderten Beziehungen nicht gehorchen. ZISMAN (z. B. 1933 d) hat in mehreren Tabellen die Diskrepanz zwischen verschiedenen statischen Bestimmungen einiger Elastizitätsgrößen und seismischen Messungen dargestellt und das Problem diskutiert. Auf Grund von dynamischen Messungen im Labor am gleichen Gesteinsmaterial stellt IDE (1936 a) ebenfalls große Unstimmigkeiten fest. Er schreibt dazu (S. 87):

«The large discrepancies recorded . . . for most of the rock samples must find explanation in some lack of homogeneity, isotropy or perfect elasticity of the rocks, since dynamic and static determination of Young's modulus for bars of homogeneous isotropic materials, like the common metals, are found to agree within one or two per cent.»

Eine Erklärung des verschiedenen Verhaltens der meisten Gesteinsarten bei statischer und dynamischer Beanspruchung läßt sich auf Grund der nicht ideal-elastischen Eigenschaften der Gesteine geben. Das Hookesche Gesetz gilt nur über kleinste Spannungsbereiche und für kurzzeitige Deformationen; bleibende Deformationen, elastische Nachwirkung, nicht-lineare Beziehung zwischen Spannung und Deformation müssen mit in Betracht gezogen werden. IDE behandelt die Inhomogenitäten in Form von Sprüngen und Poren als selbständige und wichtigste Ursache, ohne zu zeigen, wie sich diese anders auswirken sollten, als eben in der nicht-idealen und nicht-linearen Elastizität. Die Frage steht noch offen, wie weit sich die dynamischen Resultate (an derselben Probe) widerspruchsfrei den statischen einfügen, wenn in den statischen Versuchen der Einfluß verschiedener Belastungszeiten und variabler Spannung genügend mit in die Untersuchung einbezogen wird. PICHOT (1927) hat ein Verfahren entwickelt, durch Biegebeanspruchung statisch in sehr kurzer Zeit sehr kleine Auslenkungen zu messen und hat innerhalb weniger Prozente relativ gute Übereinstimmung mit dynamischen Messungen erhalten können. Durch Untersuchung der Gesetzmäßigkeiten, die bei veränderlicher Spannung und Deformationsdauer auf-

treten, könnte das Resultat eventuell weiter verbessert werden, doch wird dabei die einfache Frage nach der Elastizität zum Teilgebiet einer viel umfassenderen Untersuchung über Materialeigenschaften. (Vgl. GASSMANN u. a., 1951 b).

Neben der scheinbaren Diskrepanz zwischen statischen und dynamischen Ergebnissen wurde eine zwar schwächere, aber ab und zu feststellbare Unstimmigkeit zwischen den dynamisch bestimmten Elastizitätskonstanten im Labor und im Feld gefunden. WEATHERBY u. a. (1934, S. 117) schreiben:

«If, therefore, the samples used in making the laboratory determinations are truly representative of the bulk of the material in which the velocity is determined in the field, the results obtained in each case should be directly comparable and the lack of agreement must, therefore, be interpreted as being due to an actual difference in the elastic constants of the samples used and the average value of those of the rock in situ.»

Berücksichtigt man die verschiedenen Bedingungen, unter denen ein Gestein im Feld und im Labor steht, so kann die Differenz gar nicht verwundern. BRUCKSHAW und MAHANTA (1952, S. 9) schreiben dazu:

«Such a step naturally involves the assumption that an element of rock in the ground will possess the same properties as the specimen in the laboratory. As is well known, this is by no means completely justified, since the existence of stresses in the natural state may modify appreciably the constants of the rock in bulk. The absence of pressure in the laboratory specimen may lead to a loosening of the rock structure and an opening of minor cracks and fissures, so that relatively small elastic moduli will be found under weak stresses. Again, the different temperature and moisture content will contribute to a change in the elasticity.»

Ähnliche Ideen haben auch BIRCH und BANCROFT (1938 b, S. 61) geäußert und geschlossen:

«For these reasons the usual methods of testing have generally failed to give results of much value for geophysics.»

Sie interessieren sich für das seismische Verhalten der Gesteine in großer Erdtiefe und finden für diesen Zweck die Methode von L. H. ADAMS passend sowie ihre eigene. Die Verwendbarkeit der Methoden kann aber nicht einfach bejaht oder verneint werden. Es kommt darauf an, wofür sie verwendet werden sollen. Es lassen sich dabei zwei Problemkreise abgrenzen:

Im ersten Fall soll die Elastizität zur einfachen zahlenmäßigen Charakterisierung eines Gesteins verwendet werden. Das geht nur soweit, als einer bestimmten Gesteinsart unter bestimmten Bedingungen bestimmte Werte — Elastizitäts-Konstanten — zugeordnet werden können. Es müssen Methoden verwendet werden, bei deren Anwendung das Gestein unverändert untersucht oder künstlich unter die gewünschten Bedingungen gebracht werden kann. Die erste Bedingung erfüllen die Feldmethoden, während die zweite bei den Labor-Methoden erfüllt ist, die sich bei großem hydrostatischem Druck anwenden lassen wie bei BIRCH und BANCROFT. Kombiniert mit erhöhter Temperatur lassen sich durch den hohen Druck die Bedingungen in tieferen Erdschichten erreichen.

Im zweiten Fall interessieren die Materialeigenschaften als solche. Daß die Gesteine nicht ideal elastisch sind, wirkt nicht störend, sondern bildet einen Teil der zu untersuchenden Erscheinungen. Damit sind Methoden, die das Gestein verändern, auch ohne weiteres verwendbar. Nur werden dabei die Veränderungen ebenso beobachtet wie die Absolutwerte der Messung. Es ist denkbar, daß bei genügender Kenntnis der Materialeigenschaften Gesetzmäßigkeiten gefunden werden können, nach denen sich in gewissen Fällen einzelne Methoden, die heute noch widersprechende Resultate liefern, gegenseitig ersetzen können. Damit würden sich die Möglichkeiten zur Charakterisierung von Gesteinen durch Elastizitätskonstanten (erster Fall) erweitern; vorläufig gilt es aber, die Materialeigenschaften in vollem Umfange zu klären. REGULA (1940) hat versucht, nach bestimmten, nicht ohne weiteres verständlichen Formeln statisch und dynamisch bestimmte Elastizitätskonstanten ohne Bestimmung weiterer Materialeigenschaften zu kombinieren, während sich z. B. ZISMAN (1933 c, S. 682) damit begnügt, einige Regeln aufzustellen:

«These two comparisons of field and laboratory work suggest the following generalizations: The statically determined elastic constants E and σ ($\sigma = \nu$) are smaller than the respective seismological or dynamical values; the compressibility of uncovered rock is essentially the same as the seismically effective compressibility; the more compact the rock the more nearly do the statical and dynamical constants agree, and the nearer together are the respective compressibilities of covered and uncovered specimens.»

Die Unterscheidung der beiden Fälle ist nicht eine prinzipielle, sondern eher eine methodische. Die Lösung der Fragen beider Problemkreise würde bedeuten, daß das elastische Verhalten sämtlicher Gesteinsarten unter allen nur denkbaren natürlichen oder künstlich geschaffenen Bedingungen bekannt ist, womit sich eine Unterscheidung der zwei Problemkreise erübrigen würde.

II. Problemstellung

Die vorliegende Arbeit befaßt sich ausgesprochen mit dem ersten der im vorigen Abschnitt erwähnten Problemkreise, nämlich mit der Bestimmung von Elastizitätskonstanten (bzw. von seismischen Geschwindigkeiten) zur Charakterisierung von Gesteinen im Verband und von wohl definierten stationären Zuständen derselben. Als verlässliche Methode wird die unter I. D. 1. (S. 12) erwähnte *direkte Messung der Ausbreitungsgeschwindigkeit elastischer Wellen im Feld* angesehen und verwendet)¹. Vergleichende Messungen im Labor nach I. C. 1.—3. (S. 10—11) sollen ergeben, mit welchen zusätzlichen Effekten bei der Untersuchung kleiner Proben etwa gerechnet werden muß, um die angenäherte Bestimmung von Elastizitätskonstanten an einigen Gesteinen zu erlauben, bei denen keine Messungen im Felde ausgeführt werden konnten. Die Arbeit beschränkt sich auf einige wenige Typen von Molassegesteinen, deren elastische Eigenschaften in der Nähe der Erdoberfläche bestimmt werden sollen.

Die erste Frage gilt dabei der *Homogenität*. In weitaus den meisten zitierten Arbeiten ist dieser Frage wenig oder überhaupt keine Beachtung geschenkt worden, womit viele Aussagen, die über den Vergleich von Methoden oder Anisotropie gemacht werden, nur geringen Wert haben. IDE (1936a) hat nämlich gezeigt, daß sogar bei Eruptivgesteinen Streuungen von über 10% ohne weiteres zu erwarten sind, womit die Deutungsversuche von kleineren Abweichungen zwischen Einzelmessungen sinnlos werden. In der vorliegenden Arbeit sind größere Serienmessungen ausgeführt worden, um Aussagen über die *Streuungen* der Elastizitätskonstanten machen zu können. Dazu ist die seismische Geschwindigkeit auf möglichst kurzer Distanz an einigen Gesteinskomplexen gemessen worden, die scheinbar homogen sind.

Erst wenn über die Streuung der verschiedenen Werte, die ein Gestein charakterisieren helfen, Klarheit herrscht, kann versucht werden, Beziehungen zwischen verschiedenen Gesteinen aufzustellen. In einer früheren Publikation (RÖTHLISBERGER 1949) war das Ziel noch sehr weit gesteckt:

«Es wäre erwünscht, von den wichtigsten schweizerischen Gesteinen möglichst genaue Angaben über die seismische Geschwindigkeit zu besitzen, und zwar unter Berücksichtigung der geologischen Faktoren im weitesten Sinn, wie Mineralbestand, Struktur, Textur, Druck, Temperatur, mechanischer Zustand, Verwitterungsgrad und Feuchtigkeit.»

Zur Erreichung dieses weit gesteckten Zieles hat nur ein unbedeutender Anfang gemacht werden können, indem im folgenden ein Beitrag zur Methodik, einige wenige Daten und ganz grobe Abhängigkeiten mitgeteilt werden. Die Schwierigkeit, solche Abhängigkeiten aufzufinden, liegt in der großen

¹) Die «Ausbreitungsgeschwindigkeit elastischer Wellen im Feld» soll im folgenden kurz als «seismische Geschwindigkeit» bezeichnet werden oder als v -Wert im Fall der Longitudinalwellen und v_t -Wert im Fall der Transversalwellen.

Anzahl von Parametern, von denen die seismische Geschwindigkeit abhängt, und die kaum je einzeln variieren. Eine gute Idee über den Stand der Erforschung solcher Abhängigkeiten in größeren Erdtiefen vermittelt KRUMBEIN (1951) in einer Ansprache an amerikanische Fachgesellschaften von Geologen, Paläontologen, Mineralogen und Geophysikern.

III. Verwendete Methoden zur seismischen Gesteinscharakterisierung

A. Bestimmung seismischer Geschwindigkeiten am Anstehenden

1. Apparatur

Am Institut für Geophysik ist eine Mehrzweckapparatur entwickelt worden, die für die Refraktionsseismik und für technische Schwingungsmessungen über einen großen Frequenzbereich verwendbar ist. Sie stand für die Untersuchungen zur Verfügung. Soweit es möglich war, wurde mit Netzspeisung gearbeitet, doch wurde vom Institut ein tragbarer Homelite-Generator von 220 Volt Wechselspannung und 2200 Watt Leistung angeschafft, der das Arbeiten in Gebieten ohne Netzanschluß erlaubte. Bei den Untersuchungen von 1949 mußte die Apparatur in Zelten aufgestellt werden, wobei die Registrierung in einem speziell angefertigten Dunkelzelt vorgenommen wurde, während 1952 alles fix in einem vieräderigen Anhänger montiert war, der zugleich als Dunkelkammer diente.

Als *Geophone* standen Tauchspulmikrophone und Piezokristall-Beschleunigungsmesser zur Verfügung. Die Tauchspulmikrophone (Geschwindigkeitsmesser) konnten nur in vertikaler Stellung verwendet werden. Sie hatten 1949 eine Eigenfrequenz von 12,6 Hz und eine Dämpfung von $\bar{\gamma} = 0,1$ (GASSMANN und WEBER 1949), 1952 eine Eigenfrequenz von 10 Hz bei aperiodischer Dämpfung. Die Empfindlichkeit betrug 0,2 bzw. 0,5 Volt pro cm/sec. Die Beschleunigungsmesser, bestehend aus einem Seignettesalzbieger, der mit einem Vorverstärker und Speisungsbatterien in einem Gehäuse von 8,5 cm Durchmesser und 3,5 cm Höhe montiert war, konnten in beliebiger Lage fixiert werden. Ihre Eigenfrequenz betrug 3500 Hz. Sie waren praktisch ungedämpft und die Empfindlichkeit betrug 10^{-4} Volt pro mm/sec².

Zur Apparatur gehörten 4 *Verstärker*. Es waren stark gegengekoppelte RC-Verstärker, die mit Gegentaktendstufen versehen waren. Zwischen 1 und 4000 Hz waren sie linear und ihre Spannungsverstärkung betrug 10^5 . Zur Speisung diente ein stabilisiertes Netzanschlußgerät. — 1949 standen 5 Kanäle zur Verfügung, 1952 nur die 4 im Wagen eingebauten.

Das *Registriergerät* bestand aus einem Kristallzeigerblock mit 6 Kristallzeigern aus Seignettesalz mit 2300 Hz Eigenfrequenz und einer Empfindlichkeit von 1 mm/Volt auf 2 m Zeigerlänge. Das Oszillographenpapier wurde in Stücken von 1 m Länge als endloses Band auf eine Trommel gespannt, die bei der größten Übersetzung drei Umdrehungen pro Sekunde ausführte, d. h. eine Registrierungsgeschwindigkeit von 3 m/sec ergab. Als Zeitmarkierung wurde ein vertikaler Zeitraster mit Hilfe eines

durch einen Impulsgenerator gespiesenen Geißlerrohrs photographisch mitregistriert. Zur direkten Beobachtung wurde außerdem jeweils ein Kathodenstrahloszillograph aufgestellt. Fig. 1a und b zeigen Registrierungen mit größter Papiergeschwindigkeit.

Die *Sprengung* wurde mit einem Batterie-Sprenggerät im Dunkelzelt bzw. Wagen ausgelöst, wobei der Sprengstrom (später dessen Änderung) über einen Transformator und einen Verstärker zugleich einen Kristallzeiger des Registriergerätes auslenkte.

Detailliertere Angaben über die wichtigsten Bestandteile der Apparatur sowie Abbildungen sind bei WEBER (1949), GASSMANN und WEBER (1949) und WEBER (1951) zu finden.

2. Beschreibung der Methode

a) Anordnung

Es gelangte die Laufzeit von elastischen Wellen zur Beobachtung. Die Erschütterungen wurden durch Sprengung erzeugt, wobei kleine Ladungen von in der Regel 20—50 g Sprenggelatine (Aldorfit) an der Oberfläche des Gesteins angebracht wurden. Um die Messungen wiederholt durchführen zu können, durften die Explosionen keine stärkeren Zerstörungen hervorrufen. Auch die Geophone wurden in direktem Kontakt mit dem Gestein befestigt oder aufgestellt, und zwar so, daß geradlinige (oder höchstens ganz leicht gekrümmte) Strahlen zwischen Schußpunkt und Geophon überall im Innern des einheitlichen Gesteins verliefen. Am Anfang wurde immer eine möglichst ebene frische Gesteinsoberfläche gesucht, längs der sich ein gerades Profil von 20 bis 30 m Länge legen ließ, gleichgültig, ob es sich um einen horizontalen Boden oder eine Wand handelte. Die einzelnen Geophone wurden dann im Abstand von 5 bis 10 m angebracht und an beiden Profilenden wurde gesprengt. Wenn die Laufzeitkurven von solchen Gegenprofilen um 180° gegeneinander gedreht aufgetragen werden, so daß der Endpunkt des einen Profils Anfangspunkt des andern ist (Fig. 16 und 17), so macht sich z. B. eine Auflockerung der Gesteinsoberfläche, an der die Geophone liegen, durch Auseinanderklaffen der Kurven (in der Form ähnlich einer Hysteresisschleife) bemerkbar. Diese Erscheinung erklärt sich ohne weiteres mit der Zunahme der Geschwindigkeit in Richtung des Gesteinsinnern, könnte aber auch durch andere Inhomogenitäten verursacht sein. Fallen die beiden Kurven hingegen zusammen, so können die Geschwindigkeitswerte an der Oberfläche für den ganzen Gesteinskomplex als verbindlich betrachtet werden. Je nach Bedürfnis und verfügbarer Zeit wurden weitere Daten durch Verschiebung oder Verlängerung des Profils oder durch Fächeranordnung gefunden.

Außer den Oberflächenmessungen wurden wenn möglich Anordnungen getroffen, wo der gerade Strahl möglichst tief im Gestein verlief. Schußpunkt und Geophon kamen dabei in Nischen oder Höhlen zu liegen (z. B. in benachbarten Steinbrüchen), oder befanden sich zu beiden Seiten eines vorspringenden Felsspornes. In einem Fall standen sogar längere Stollen zur Verfügung.

Wegen der großen Genauigkeit, die angestrebt wurde, genügte die übliche Registrierung des Sprengmomentes nicht. In der Regel wird der Beginn der elastischen Welle dann angesetzt, wenn der Zündstrom unterbrochen wird (Zündstromregistrierung). Es dauert aber noch eine gewisse Zeit, bis sich die Explosion wirklich auswirkt (time-lag). Dieser Explosionsverzug wies bei unseren Zündern zu große Schwankungen auf (in einem Ausnahmefall 3 millisecc, sonst meist um 0 bis 1 millisecc), als daß die Messungen auf die Zündstromregistrierung hätten bezogen werden können. Das erste Geophon wurde daher als Bezugsmikrophon möglichst nahe bei der Sprengung (etwa 1 m) aufgestellt. Der große Nachteil der Anordnung war, daß sich 1949 mit 5 Kanälen nur 4 Messungen pro Schuß ergaben, und 1952 waren es mit 4 Kanälen nur deren 3.

Bei der Befestigung der Mikrophone wurden anfangs Gesteinsschrauben einzementiert von einigen Zentimetern Länge. Bei einem besonders langen vertikalen Profil (Fig. 5) kam dann eine Bolzenpistole zur Verwendung. Später wurden allgemein kleinere Gesteinsschrauben verwendet, für die nur ganz kleine Löcher gemeißelt werden mußten und die keinen Zement oder Mörtel erforderten. Die von WEATHERBY u. a. (1934) getroffene besondere Sorgfalt beim Aufkitten auf den Fels (sie verwendeten eine größere Menge flüssigen Schwefels, in den die Geophone eingegossen wurden und der nach dem Erhärten die feste Verbindung mit der Unterlage ergab) erwies sich als überflüssig.

b) Meßdistanz und Genauigkeit

Im Hinblick auf die Homogenitätsprüfungen konnten die Meßstrecken nicht kurz genug sein. Die Grenze war aber durch die Genauigkeit der Apparatur, d. h. der Registrierung, bedingt. Bei einer maximalen Ablesegenauigkeit von 0,1 mm auf dem Film (Fig. 1a gibt eine Registrierung von der erforder-

Fig. 1a. Seismogramm von v-Messungen auf 5 und 15 m Distanz in den Sandsteinbrüchen von Ostermundigen. Sm = Sprengmoment, Mikrophon 0 = 1 m vom Schußpunkt S, A = 5 m und B = 15 m von 0 entfernt. Zeitmarke = 800 Hz.

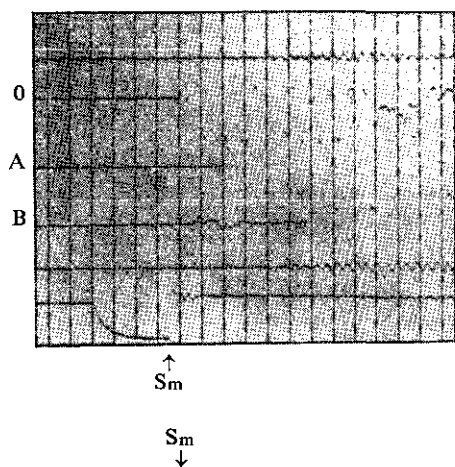


Fig. 1b. Seismogramm mit Transversal(?)-Einsätzen, aufgenommen im Ostermundiger Sandsteinbruch; Mikrophone A—D auf Vertikalprofil P 6 (Fig. 15) liegend, Schußpunkt S am linken Ende von P 4. Sm = Sprengmoment, Mikrophon 0 = 1 m von S, A = 21,4 m, B = 23,8 m, C = 26,8 m, D = 30,4 m von 0 entfernt. Zeitmarke = 800 Hz.

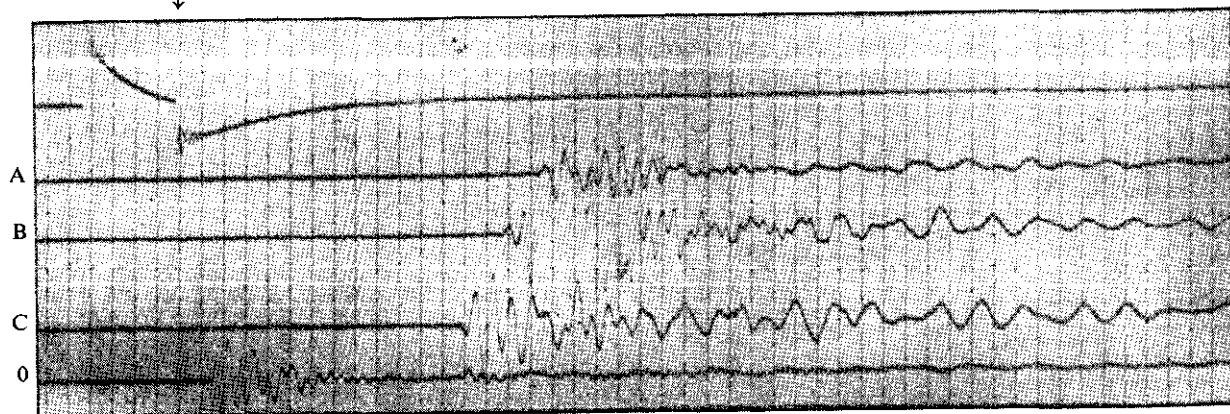
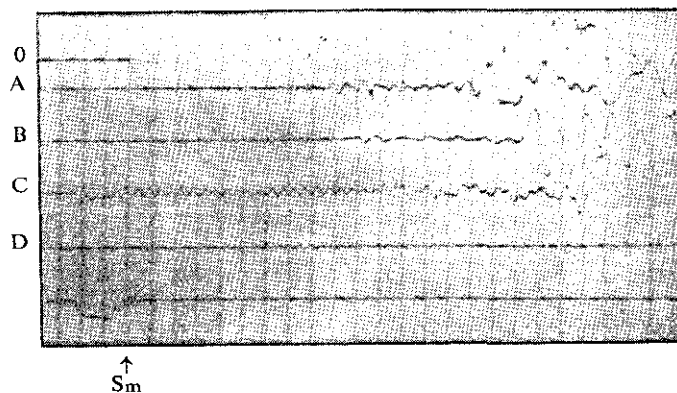


Fig. 1c. Seismogramm von v-Messungen in einem harten Konglomerat (Sorbach bei Eggiwil, Emmental). Sm = Sprengmoment, Mikrophon 0 = 15 m vom Schußpunkt S, A = 239,5 m, B = 214,5 m, C = 187,0 m von 0 entfernt. Zeitmarke = 300 Hz.

derlichen Qualität wieder) ergibt sich bei der Registriergeschwindigkeit von 3 m/sec die Zeitmessung auf 0,03 millisecc genau. In dieser Zeitspanne durchläuft der Schall bei der Fortpflanzungsgeschwindigkeit von 2 km/sec eine Strecke von 6 cm im Gestein. Auf einer 100mal größeren Strecke von 6 m kann demnach die Meßgenauigkeit von 1% erwartet werden, d. h. die Meßstrecke darf, wenn die Meßgenauigkeit von etwa 1% gewahrt werden soll, nicht viel kürzer als 6 m sein. Bei Fortpflanzungsgeschwindigkeiten von $v \cong 2$ km/sec wurde mit kürzesten Meßstrecken von 5 m gearbeitet, die sich bei $v \cong 4$ km/sec auf 10 m erhöhten. Die Ablesung der Einsätze auf 0,1 mm war nicht immer leicht und überhaupt nur möglich, wenn die Registrierungen mit der nötigen Geduld aufgenommen worden waren, d. h. wenn Verstärkung und Ladung richtig gegeneinander abgewogen waren und man dem Ausschalten von elektrischen und mechanischen Störungen volle Aufmerksamkeit geschenkt hatte. (Oft konnte nur bei ganz trockenem und windstillem Wetter gearbeitet werden.) Eine gewisse Verbesserung der Resultate konnte durch wiederholtes Messen erzielt werden. In Wirklichkeit war es nur so möglich, die Genauigkeit von 0,03 millisecc überhaupt zu erreichen. Aus 6 Registrierungen der Laufzeit bei 5 m Distanz wurden von zwei verschiedenen Personen Streuungen (mittlere quadratische Abweichungen) von 0,029 und 0,056 millisecc erhalten. Die Mittelwerte der beiden Auswertungen wichen mit 2,072 und 2,095 millisecc um 1,1% voneinander ab.

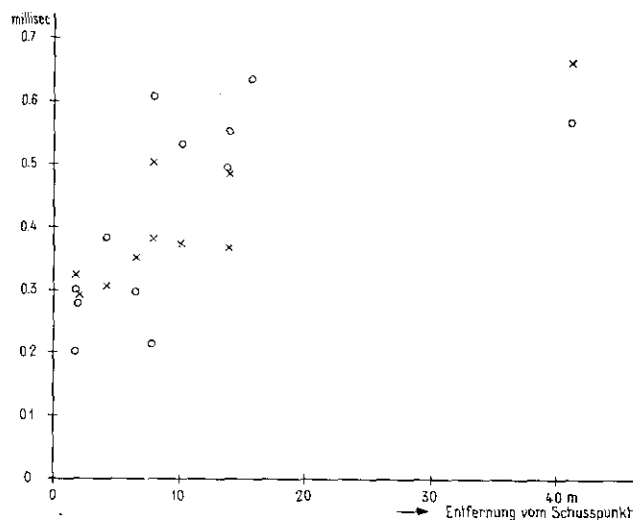


Fig. 2. Abhängigkeit der Schwingungsdauer erster Auslenkungen von der Entfernung vom Schusspunkt, bei Messungen in den verlassenen Steinbrüchen von Staffelbach. ° Zeitintervall zwischen Einsatz und 1. Spitze, x Zeitintervall zwischen 1. und 2. Spitze (1. Wellenberg und 1. Wellental).

Die von uns erreichte Genauigkeit entspricht ungefähr derjenigen, die WEATHERBY u. a. (1934) mit der Registriergeschwindigkeit von 2,5 m/sec und BAULE (1951) mit einer solchen von 5 m/sec verwirklichten. Die Grenze ist weniger durch die Registriergeschwindigkeit als durch die Schärfe der Einsätze bestimmt, d. h. durch die Frequenz der durch Sprengung erzeugten Erschütterung. Es hat sich denn im vorher erwähnten Beispiel auch gezeigt, daß bei Verdoppelung der Distanz wegen Abnahme der Frequenz die prozentuale Genauigkeit nicht entsprechend wuchs, sondern ungefähr gleich blieb. Die Streuungen, die von den gleichen zwei Personen diesmal aus 8 Registrierungen ermittelt wurden, betrugen nämlich bei 10 m Distanz 0,062 bzw. 0,066 millisecc, die Mittelwerte wichen mit 4,176 und 4,214 millisecc um 0,9% voneinander ab. Bei größeren Distanzen konnten die Registriergeschwindigkeiten reduziert werden (Fig. 1c).

Bei den Voruntersuchungen von 1948 in Staffelbach ist geprüft worden, ob eventuell an Stelle der ersten Auslenkung der Registrierlinie die erste Spitze verwendet werden könnte. Es hat sich aber eine Streuung von 0,05 bis 0,1 millisee bei wiederholten Messungen gezeigt. Außerdem ist die Frequenz der ersten Auslenkung von der Distanz abhängig, wie Fig. 2 beweist. Für viel größere Distanzen hat BROCKAMP (1931) auf Gletschereis konstante Frequenzen der Longitudinalwelle gefunden.

3. Passende Aufschlüsse

Die Zielsetzung, nämlich Geschwindigkeitsmessungen an anstehendem Gestein auszuführen, scheint sehr einfach. Als es aber daran ging, passende Aufschlüsse zu suchen, zeigten sich die mannigfaltigsten Schwierigkeiten, über die auch andere zu berichten wissen (KISSLINGER 1953). Die größte Schwierigkeit bestand darin, der Verwitterung aus dem Wege zu gehen. Natürlich gehört diese auch zu den geologischen Bedingungen, die ein Gestein beeinflussen; elastisch wirkt sie sich sogar außerordentlich stark aus, wie in der angewandten Seismik wohl bekannt ist. Bevor aber die Beziehungen zwischen Elastizität und Verwitterung geklärt werden können, muß das frische Gestein untersucht werden. Daher wurde darauf geschaut, frische Aufschlüsse zu finden, was oft schon für geologische Untersuchungsmethoden schwer fällt. Wir stellten aber viel größere Anforderungen an die Aufschlüsse als der Geologe. Eine einzelne durchweg konkave Aushöhlung war wertlos, da dort die gerade Verbindung zwischen zwei Punkten durch die Luft führt, bzw. die kürzeste Verbindung durch den Fels gekrümmt verläuft. Wir verlangten ausgedehnte Wände, konvexe Felspartien oder benachbarte Aushöhlungen. Dazu mußten gefahrlos Sprengungen ausgeführt werden können, während keine unerwünschten Bodenerschütterungen vorhanden sein durften. Die Einschnitte von Bahnen und wichtigen Straßen, Aufschlüsse in der Nähe von Häusern, Steinbrüche mit regem Betrieb und Felswände in der Nähe von Wasserfällen waren alle aus diesen beiden Gründen ungeeignet. Als ebenso wichtige weitere Bedingung kam dazu, daß 1952 nur Stellen in Frage kamen, die nicht weiter als 200 m von einem geeigneten Parkplatz für den Anhänger entfernt lagen; übrigens waren auch schon 1949 zu abgelegene Stellen wegen des Transports nicht günstig.

Im ganzen Mittelland fanden sich nur wenige Stellen, die alle genannten Bedingungen erfüllten, darunter allerdings einige sehr günstige. Die Stellen, an denen Messungen ausgeführt wurden, sind in Kap. V einzeln beschrieben.

B. Dynamische Elastizitätsmessungen an Stäben

Zuerst wurden Biegeschwingungen an einseitig eingespannten Sandeinstäben mit rechteckigem (fast quadratischem) Querschnitt durchgeführt. Die Stäbe waren in horizontaler Lage am einen Ende fest eingespannt, am andern Ende war als Beschleunigungsmesser ein Kristallbieger angeklebt. Durch Anschlagen am freien Ende wurde die tiefste Eigenfrequenz angeregt und elektrisch-optisch registriert. Diese Eigenfrequenz f_0 steht zum Elastizitätsmodul E , zur Bruttodichte $\bar{\rho}$, zur Stablänge l und zur Rechteckseite a des Stabquerschnitts, die parallel zur Schwingungsrichtung verläuft, in folgender Beziehung:

$$f_0 = 0,1615 \frac{a}{l^2} \sqrt{\frac{E}{\bar{\rho}}}.$$

Durch Einspannen des Stabes in verschiedener Länge und Vergleichung der Resultate wurde bewiesen, daß die Einspannung nicht störend wirkte (ausführliche Erörterung des Einspanneffektes bei

THUM und WUNDERLICH 1935). Es hat sich jedoch später gezeigt, daß an der Einspannstelle der Stein leicht zerdrückt werden kann, und daß bei der genannten Anordnung eventuell die Vorspannung durch das Eigengewicht eine Rolle spielt.

Die Mehrzahl der Bestimmungen des E-Moduls im Labor wurde mit erzwungenen Longitudinalschwingungen ausgeführt. Der horizontal an zwei Fäden aufgehängte (oder später auf zwei kleinen weichen Luftkissen gelagerte) Gesteinsstab wurde am einen Ende über ein Tauchspulensystem sinusförmig erregt, während die Schwingungen des andern Stabendes über ein zweites Tauchspulensystem auf dem Kathodenstrahloszillographen beobachtet wurden. Die Resonanzfrequenz f_0 ließ sich mit guter Genauigkeit (0,5%) feststellen. Sie steht mit dem E-Modul, der Stablänge l und der Bruttodichte $\bar{\rho}$ in folgender Beziehung:

$$f_0 = \frac{1}{2l} \sqrt{\frac{E}{\bar{\rho}}}.$$

Für die im Vergleich zur Stabmasse sehr kleinen Endmassen der Spulen ist in der Rechnung an der Stablänge eine Korrektur im Verhältnis der Massen angebracht worden. Die verwendete Apparatur ist von VÖGTLI (s. GASSMANN u. a. 1951 a) beschrieben worden.

Die Bestimmung des Schubmoduls μ erfolgte auf analoge Weise mit Spulensystemen an den Stabenden, die Torsionsschwingungen erzeugten, bzw. auf solche ansprachen, wobei der Stab vertikal aufgehängt war. Die Eigenfrequenz f_0 steht beim kreiszylindrischen Stab mit μ , der Stablänge l und der Dichte $\bar{\rho}$ in folgender Beziehung:

$$f_0 = \frac{1}{2l} \sqrt{\frac{\mu}{\bar{\rho}}};$$

für den rechteckigen Stab lautet die Formel bei angenähert quadratischem Querschnitt:

$$f_0 = \frac{1}{l} \sqrt{\frac{3b^2}{a^2 + b^2}} \delta \cdot \sqrt{\frac{\mu}{\bar{\rho}}},$$

wobei a die längere und b die kürzere Rechteckseite ist. Die Größe δ wird für verschiedene Verhältnisse von $a:b$ zwischen 1 und 1,1 von REGULA (1940) mitgeteilt. Wie bei den Longitudinalschwingungen ist in der Rechnung an der Länge eine Korrektur im Verhältnis der Spulenmassen zur Stabmasse angebracht worden.

Die meisten Labormessungen wurden an Ostermundigersandstein ausgeführt. Es galt vorerst festzustellen, ob sich das Gestein durch die Bearbeitung und das Austrocknen verändert. Daß die Bearbeitung nicht wirkungslos ist, ließ sich leicht zeigen. Vier Stäbe von 100 cm Länge und dem Querschnitt von $4 \times 6 \text{ cm}^2$ wurden der Länge nach zersägt, so daß quadratischer Querschnitt von $4 \times 4 \text{ cm}^2$ entstand. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer Longitudinalwellen im Stab («Stabgeschwindigkeit»)

$\sqrt{\frac{E}{\bar{\rho}}}$ senkte sich in den vier Fällen um 1,3%, 4,0% und $2 \times 4,2\%$. Daß sie schon in den Stäben von $4 \times 6 \text{ cm}^2$ Querschnitt mehrere Prozent unter dem Ursprungswert des anstehenden Gesteins lag, ist daher kaum anzuzweifeln. Auch das Austrocknen ist von Bedeutung; wie bei BORN und OWEN (1935) senkte sich beim Durchfeuchten des Stabes die Größe $\sqrt{\frac{E}{\bar{\rho}}}$ schon bei geringem Wassergehalt um etwa 40%. Daraus darf nicht auf das Verhalten im Feld geschlossen werden, was noch zu zeigen sein wird (S. 58—59).

Wichtiger als die Bestimmung der Absolutwerte war im Labor beim Ostermundigersandstein die Homogenitätsprüfung, wobei vor allem die Vergleichung der Streuungen mit den im Feld bestimmten interessierte. Allerdings ist auch die Streuung, die im Labor bestimmt wurde, nicht unbedingt als fürs Gestein repräsentativ zu betrachten, da nicht überprüft werden konnte, wie weit die Behandlung der einzelnen Gesteinsstäbe die gleiche war. Die Gesteinsquader werden im Steinbruch viele Meter tief hinunter gestürzt, was einzelne Partien verschieden stark auflockern mag.

Die Labormessungen an andern Gesteinen galten der Beschaffung weiterer Vergleichswerte von Feld- und Labormessungen oder der ungefähren (und unsicheren) Ermittlung von Elastizitäten, die auf andere Weise nicht zu erhalten waren. Mit einer Diamantkrone wurden Kerne aus einem Sandsteinblock und aus Quarzitgeschieben gebohrt, was dynamische Longitudinal- und Torsionsuntersuchungen ermöglichte. Der Sandstein rührte aus einer Sandsteinlinse im Konglomerat von Sorbach her. Er lag als größerer Block in der Deponie des Stollenaushubes, war also durch die Sprengung etwas aufgelockert. Er sollte Informationen über die Elastizität des Bindemittels liefern. Die Quarzitgerölle wurden dem Bachbett der Emme entnommen; sie stammten aus der Nagelfluh, worin sie eine der wichtigsten Komponenten bilden. Da nirgends in der Literatur Angaben über die Elastizität von massivem Quarzit gefunden werden konnten, hatten eigene Messungen und Berechnungen die Lücke zu füllen, damit theoretische Betrachtungen über die seismische Geschwindigkeit in Nagelfluh angestellt werden konnten.

IV. Verwendete Methoden zur petrographischen Gesteinscharakterisierung

Im Hinblick auf weitere Untersuchungen über seismische Geschwindigkeiten und Elastizität an stark erweitertem Material wurden möglichst viele Daten gesammelt, die ein Gestein charakterisieren helfen — unabhängig davon, ob eine direkte Beziehung zur Elastizität besteht oder nicht. Die minimalste Forderung ist, daß sich der Petrograph an Hand der Beschreibung eindeutige Vorstellungen über das Gestein machen kann und daß es jedermann möglich ist, die physikalischen Versuche am gleichen Gestein zu wiederholen. Eine genaue Beschreibung der Lokalität und des geologischen Vorkommens soll daher jeweils an den Anfang gestellt werden. Da sich die Untersuchungsmethoden für Sandsteine und Konglomerate z. T. unterscheiden, sollen die beiden Gesteinsarten getrennt behandelt werden.

A. Sandsteine

1. Stofflicher Aufbau

Die Untersuchung der Sandsteine in bezug auf stofflichen Aufbau und Struktur geschah vorwiegend an Dünnschliffen unter dem Mikroskop. Besonders gute Dienste leistete dabei die Methode des Auszählens von Rasterpunkten nach CHAYES (1949). Mit dieser Methode erhält man nicht nur eine genügend genaue Analyse der mineralischen Zusammensetzung, sondern lernt die wichtigsten Bestandteile auch nach ihrer Erscheinungsweise gründlich kennen, da die wichtigsten Bestandteile am häufigsten unter dem Fadenkreuz erscheinen. Eigenarten in der Form oder im Zersetzungsgrad werden so allmählich offenbar. Von CHAYES ist die Auszählung der Mineralarten mit Hilfe eines fünfstufigen Zählapparates vorgenommen worden, wie er in der Medizin zur Blutanalyse gebraucht wird. An Stelle eines speziellen Zählapparates wurde hier die Schreibmaschine gebraucht, die den Vorteil vermehrter Tasten bot. Mit der rechten Hand wurde das Mikroskop bedient, links wurden entsprechend der Mineralart Buchstaben getippt, die am Schluß ausgezählt werden mußten. So war es möglich, sämtliche leicht unterscheidbaren Gesteinsbestandteile gesondert auszuzählen, was im einzelnen folgende Gruppen ergab:

- q = Quarz; viele Feldspäte, die sich nicht leicht von Quarz unterscheiden ließen, wurden hier registriert.
- f = Feldspäte, soweit ohne Achsenbild als solche zu erkennen an Spaltbarkeit, Verzwillingung, perthitischer Entmischung, Lichtbrechung (Orthoklas), leichter Zersetzung; stark zersetzte Feldspäte wurden zu der Gruppe der zersetzten Mineralien gezählt.
- g = Glimmer.
- s = Schweremineralien.
- x = Glaukonit.
- d = Dichter und grobkörniger Kalk und Dolomit, der sich deutlich als Bestandteil des ursprünglichen Sandes zu erkennen gibt (Form, Färbung, Fossilgehalt).
- c = Karbonat als auskristallisiertes Bindemittel.
- t = Pelitische Zwischenmasse = «tonig-mergeliges» Bindemittel = feinkörniges Gewebe längs der Korngrenzen und in den Zwickeln, das sich mikroskopisch schlecht diagnostizieren läßt. Häufig stark karbonatisch.
- a = Zersetzte Mineralien, z. B. ursprünglich Feldspat, Biotit, Hornblende, Erze, usw., häufig Chlorit.
- r = Poren.

Die Schwierigkeit der Schliffanalyse besteht in der Abgrenzung einiger Gruppen voneinander. Es ist wegen weitgehender Umkristallisation bei weitem nicht in allen Fällen möglich, den ursprünglich klastischen Kalk noch als solchen zu erkennen. Kleine Ecken von Karbonat oder zersetzten Körnern können als pelitische Zwischenmasse gedeutet werden, und schließlich ist die Grenze zwischen leicht zersetzten Komponenten bestimmter Zugehörigkeit und der Gruppe der wirklich zersetzten Körner überhaupt willkürlich. Trotzdem eignet sich die Schliffanalyse zu groben Vergleichen sehr gut.

Die Aufsplitterung in möglichst viele Gesteinsbestandteile bietet den Vorteil, daß sich diese je nach dem Gesichtspunkt in verschiedener Weise in Gruppen zusammenfassen lassen. Z. B. bilden q+f+d den wichtigsten Anteil des Sandes (ergänzt durch g+s), c+d stellt den Karbonatgehalt dar, der allerdings gegenüber der chemischen Untersuchung zu gering ausfallen wird, wegen des in t enthaltenen Karbonats, t+a sind weiche Bestandteile. In einigen Fällen zeigten sich im Schliff Poren, die vermutlich ursprünglich d. h. nicht beim Schleifen gebildete Löcher waren. Beim Ostermundiger Sandstein konnte aber so nur die Hälfte der 18—20% betragenden absoluten Porosität erkannt werden. Das bedeutet, daß ein großer Teil der Poren sicher zu klein ist, um im Schliff erkannt werden zu können. Eventuell wurden gelegentlich mit Schleifmehl gefüllte kleine Hohlräume als toniges Bindemittel gedeutet.

Der totale Karbonatgehalt wurde zusätzlich mit dem Passon-Apparat (s. VON MOOS und DE QUERVAIN 1948, S. 19) bestimmt.

2. Korngrößenverteilung

Es kamen zwei Methoden zur Anwendung, die bei den Konglomeraten beschrieben werden sollen. Größere Sandsteinvorkommen wurden nur im Schliff untersucht, während in einigen Fällen der Bindemittelanteil von Konglomeraten dem Kristallisierungsversuch unterworfen wurde und durch Sieben und Schlämmen in Fraktionen geteilt wurde.

3. Struktur

Die Unterlagen zur Beschreibung der Struktur wurden aus Dünnschliffuntersuchungen gewonnen (vgl. 1. Stofflicher Aufbau). Wegen des großen Gehaltes an Karbonaten, die, ohne daß sich das gut er-

kennen läßt, z. T. alten Festbestandteilen angehören, z. T. aber umkristallisiert oder in Hohlräumen auskristallisiert sind, war es schwierig, die Bindungsart der ursprünglichen klastischen Körner klar zu bezeichnen. Meistens mußte der gesamte Karbonatgehalt im Zement zusammengefaßt werden, obschon er sich z. T. aus Sandkörnern aufbaut. Um weitschweifige Beschreibungen zu vermeiden, wurden die strukturellen Eigenarten in Zeichnungen mit einer knappen Erklärung festgehalten.

4. Dichte und Porosität

An kleinen Proben wurde der Wassergehalt w von Proben gewichtsmäßig bestimmt, die im Vakuum mit Wasser gesättigt worden waren. Anschließend wurde der Gewichtsverlust beim Eintauchen ins Wasser und daraus das Volumen V der Proben bestimmt. Daraus ergibt sich die Porosität $n = \frac{w}{V} \cdot 100\%$, die wegen Abwesenheit geschlossener Poren in den Molassesandsteinen nahezu der absoluten Porosität entspricht. Die Bruttodichte $\bar{\rho}$ ist gleich der Masse des trockenen Gesteins pro Volumeneinheit. Die Dichte $\hat{\rho}$ des Festmaterials folgt aus $\bar{\rho}$ und n :

$$\hat{\rho} = \frac{\bar{\rho}}{1 - \frac{n}{100}}$$

In der petrographischen Literatur wird an Stelle von $\bar{\rho}$ das Raumgewicht γ_e und für $\hat{\rho}$ das spez. Gewicht γ_s gesetzt. Zahlenmäßig sind es dieselben Größen, doch müßten richtigerweise für physikalische Zwecke das Raumgewicht und das spez. Gewicht mit Krafteinheiten, d. h. gr^*/cm^3 oder dyn/cm^3 angegeben werden.

Die Bruttodichte $\bar{\rho}$ wurde auch aus den Abmessungen der zugeschnittenen Stäbe und deren Masse bestimmt, ferner wurden einige Stäbe der langsamen Wasseraufnahme unterworfen, was die scheinbare Porosität n^* lieferte. Zur Kontrolle der Volumenbestimmung wurde eine trockene Probe von Ostermündiger Sandstein außerdem mit Konsistenzfett überzogen und dann durch Eintauchen in Wasser der Gewichtsverlust und damit das Volumen bestimmt. Es ergab sich gute Übereinstimmung mit dem vorausgehenden Eintauchversuch der gleichen wassergesättigten Probe, d. h. die Abweichung der beiden Dichtebestimmungen voneinander betrug nicht mehr als $0,01 \text{ gr}/\text{cm}^3$.

5. Technische Eigenschaften

Es wurden keine eigenen Messungen ausgeführt. Doch sind, soweit erhältlich, alle technischen Eigenschaften der Gesteine, wie Druckfestigkeit und Verwitterungstypus, den Gesteinsbeschreibungen beigegeben.

6. Verhalten bei Sprengungen

An günstigen Stellen im Feld wurden einfache Sprengungen zur Prüfung der Festigkeit des Gesteins vorgenommen. Mit Hilfe eines elektrischen Bohrhammers wurde ein Bohrloch von 22 cm Tiefe vorgetrieben und nacheinander dosierte Ladungen von 20, 40, 60 g Aldorfit zur Detonation gebracht. Nach jeder Explosion wurden Größe und Form des Sprengtrichters beobachtet. Das Verhältnis des Aufwandes zum Ergebnis war aber zu ungünstig, um eine Verfeinerung der Methode angebracht erscheinen zu lassen.

B. Konglomerate (Nagelfluh)

1. Klassifikation; Gerölle und Bindemittel

Für feldgeologische Zwecke sind einige Begriffe im Gebrauch, nach denen die schweizerischen Molassekonglomerate in verschiedene Typen gegliedert werden. Abgesehen von der Verwendung von Lokalnamen für ganz charakteristische spezielle Vorkommen, wie Appenzellergranit, bedient sich diese Klassifikation der Zusammensetzung der Geröllkomponenten. RENZ (1937, S. 95—98) hat ein Schema angegeben, das hier bei der Nomenklatur mit der einzigen Vereinfachung angewendet wird, daß nicht zwischen eruptiven und metamorphen Kristallingeröllen unterschieden wird und Kalk und Dolomit gelegentlich als Karbonate zusammengefaßt sind. Aus dem Namen läßt sich die Gesteinsart von mehr als 60% der Gerölle herauslesen, während die Art des Bindemittels gänzlich unberücksichtigt bleibt.

Für physikalische Zwecke muß eine Beschreibung viel umfassender sein und viel mehr Merkmale berücksichtigen. Auf eine entsprechende Nomenklatur wird hier aber verzichtet, da viel zu wenig umfassendes Material verarbeitet wurde. Eine genaue Abgrenzung des Begriffs «Konglomerat» ist ebenfalls nicht nötig. Bei allen untersuchten Vorkommen handelte es sich um verfestigte ursprüngliche Flußschotter, bei denen zwanglos zwei Gefügeelemente erkannt werden können, die Gerölle und das Bindemittel. Aus praktischen Gründen wurde im Feld die Grenze beim Korndurchmesser 2 cm gewählt. Das ist nicht nur willkürlich, sondern falsch, müßte doch sicher der Feinkiesanteil bis 2 mm zu den Geröllen gezählt werden. In allen untersuchten Fällen nahmen aber die gröberen Gerölle den größeren Raum ein und außerdem ist nicht anzunehmen, daß sich der Feinkies z. B. in Zusammensetzung und Kornform wesentlich vom Grobkies unterscheidet. Meistens wurde im Labor eine durchgehende Korngrößenbestimmung ausgeführt, und es zeigte sich, daß überraschenderweise im Bereich von 10 bis 0,5 mm Korndurchmesser eine starke Abnahme der Häufigkeit auftritt, gefolgt von einer abermaligen Zunahme im Bereich zwischen 0,5 und 0,05 mm (Fig. 18). Die Trennung in ein feinkörniges Bindemittel und die Gerölle erscheint daher nicht mehr willkürlich, sondern einer tatsächlichen Gruppierung der Bestandteile zu entsprechen. Die Bezeichnung «Bindemittel» ist übrigens in diesem Zusammenhang nicht sehr glücklich, obschon sie sich an die richtige Vorstellung knüpft, daß die Gerölle durch den Sandstein zusammengehalten werden. Mit anderer Bedeutung wird aber das gleiche Wort verwendet, wo vom Aufbau des Sandsteins selbst die Rede ist. Im Sandstein werden klastische Bestandteile durch ein Bindemittel (Zement) zusammengehalten, wobei die Unterscheidung von Bindemittel und gebundenen Körnern nach strukturellen und stofflichen Gesichtspunkten, nicht nach der Korngröße geschieht. Dank der Anschaulichkeit der Materie wird es jedoch im einzelnen jeweils klar sein, ob vom Bindemittel im Sandstein (vom Zement) oder vom Sandstein als Bindemittel in der Nagelfluh die Rede ist.

Bei den untersuchten Molassekonglomeraten erscheint die Aufteilung in Gerölle und Bindemittel jedenfalls gegeben. Der bindende Sandstein wird nach den gleichen Methoden charakterisiert wie die reinen Sandsteinvorkommen.

2. Zusammensetzung

Während der Untersuchung des Bindemittels größere Beachtung geschenkt wurde, erschien zur Charakterisierung der Gerölle eine grobe Zuteilung zu einigen wenigen Gesteinsarten genügend aufschlußreich. Diese Arbeit konnte im Feld ausgeführt werden, ansonst es nötig gewesen wäre, mehrere Zentner Untersuchungsmaterial ins Labor zu bringen. Bei Konglomeraten, die sich leicht zerteilen ließen, wurden die Komponenten, die ein quadratisches Loch von 2 cm Kantenlänge nicht passierten, mit dem Hammer von anhaftendem Bindemittel gereinigt und meistens zerschlagen, damit zur Diagnose

eine frische Bruchfläche vorlag. Mit Hilfe von Lupe, Messer und Salzsäure wurde dann über die Zuteilung entschieden. Es wurden folgende Gesteinsarten unterschieden: Kristallin (gelegentlich unterteilt in sauer und basisch), Quarzite und Quarzgerölle aus Gängen und Adern (gelegentlich unterteilt), Karbonate (gelegentlich unterteilt in Kalke und Dolomite) und Sandsteine. Von jeder Gesteinsart wurden auf Grund des mechanischen Zustandes zwei Gruppen gebildet: frische, mechanisch intakte Gerölle und zersetzte, zerrüttete, zerbröckelnde Gerölle. Die größte Schwierigkeit bestand in der Grenzziehung zwischen Quarziten (einschließlich Kieselknollen) und Kieselkalken und zwischen sandigen Karbonaten und Sandsteinen. Häufig auftretende Quarzgerölle aus Adergesteinen enthielten in wechselnden Mengen Karbonat. In gewissen Konglomeraten waren ausgerechnet die Zwischenglieder besonders reich vertreten. Angesichts dieser Ungenauigkeiten wurde davon abgesehen, die Gewichtsprocente entsprechend den verschiedenen spezifischen Gewichten der Gesteinsarten auf Volumprocente umzurechnen. Werden die Gewichtsprocente einfach den Volumprozenten gleichgesetzt, so ist für physikalische Zwecke die Zusammensetzung immer noch besser bestimmt als durch die meistens verwendete Geröllauszählung (vgl. HALDEMANN 1948).

In besonders harten Konglomeraten, die in einer Ebene durch Bindemittel und Gerölle hindurch gespalten waren, konnte der Anteil der verschiedenen am Aufbau beteiligten Gesteinsklassen am festen Fels bestimmt werden. Längs einer Geraden wurde mit dem Millimetermaßstab der Anteil von Bindemittel und von verschiedenen Gesteinsarten ausgemessen. Die prozentuale Zusammensetzung ist längs einer Geraden gleich derjenigen im Raum (Volumprocente).

3. Korngrößenverteilung

In der Fachliteratur und den petrographischen Lehrbüchern wird, wenn die Korngrößenanalyse von Psephiten behandelt wird, allgemein von Lockermaterial ausgegangen und angenommen, für verfestigte Trümmergesteine sei damit das Problem ebenfalls gelöst. Das stimmt in bezug auf die Darstellung; aber Angaben, wie die Analyse der Korngrößen vorgenommen werden kann, fehlen oder sind wertlos wie die von ZINGG (1935, S. 43):

«In festen Konglomeraten (Nagelfluh) können ganze Blöcke gewonnen werden, die nachträglich mit der nötigen Vorsicht in die einzelnen Komponenten zerlegt werden.»

Bei den vorliegenden Untersuchungen wurden verschiedene Wege beschritten, die alle ihre Tücken aufwiesen.

a) Mechanische Zerteilung und Kristallisierungsversuch

Die direkteste Methode zu einer guten Korngrößenanalyse führt, über die Zerlegung des Konglomerats in die einzelnen Gerölle und Bindemittelkörner, zur Aussiebung und Schlämmung. Sie kann nur dort angewendet werden, wo die Kornbindungen innerhalb der Gerölle besser sind als im sandigen Bindemittel. Praktisch wird das nie für alle Gerölle zutreffen, so daß die Methode mit einer größeren oder kleineren Ungenauigkeit behaftet ist. Schaut man auf eine durchgreifende Zerteilung des Bindemittels, so wird man außerdem eine größere Anzahl Gerölle zerstückeln; versucht man aber diese zu schonen, so bleiben größere und kleinere Brocken des Bindemittels ebenfalls intakt zurück. In der Regel wird beides vorkommen: Gerölle werden zerstört, Bindemittelbrocken behalten den Zusammenhalt. In den gröberen Fraktionen kann durch frühzeitige Ausscheidung von weichen Geröllen und gesonderte Behandlung von Bindemittelbrocken das Resultat verbessert werden, in den feineren Fraktionen kann höchstens durch nachträgliche Betrachtung mit Lupe und Mikroskop der Fehler abgeschätzt werden.

Die Gerölle bis hinunter zu 2 cm Durchmesser wurden mechanisch mit Meißel oder Spitzhacke aus dem Verband gelöst, sei es durch Zertrümmern von Nagelfluhblöcken oder durch Abbau des Anstehenden. Häufig mußten sie recht mühsam mit dem Hammer von anhaftendem Bindemittel befreit werden. Mit Hilfe von drei quadratischen Schablonen mit 10, 5 und 2 cm Seitenlänge wurden die Gerölle der Grobkiesfraktion (2—20 cm) ausgeschieden und nach der Atterberg-Einteilung in die Unterfraktionen getrennt.

Wegen der beträchtlichen Größe der größten Gerölle mußten große Mengen Probematerial verarbeitet werden, z. T. bis zu 100 kg. Die Fraktionen unterhalb 2 cm Korndurchmesser (Bindemittel) wurden in Stichproben von 1 bis 5 kg untersucht. Repräsentative Stichproben lassen sich auf einfache Weise gewinnen, indem man das gesamte Bindemittelmateriale in vielen Schichten auf ein großes Papier ausstreut und flächenhaft den gewünschten Bruchteil abgrenzt. Entnimmt man die Stichproben in irgendeinem Behälter oder aus einem Haufen, so hat sich grobes und feines Material schon bis zu einem gewissen Grad entmischt, was nicht repräsentative Stichproben liefert.

Die Bindemittelproben wurden durch den Kristallisierungsversuch von Brard weiter zerteilt. Durch abwechselungsweises Eintauchen in eine Lösung von Na_2SO_4 und Trocknen können in relativ kurzer Zeit an den Gesteinsproben der Verwitterung analoge Erscheinungen erzielt werden, die zum selbständigen Zerfall führen oder doch die mechanische Zerteilung wesentlich erleichtern (DE QUERVAIN und JENNI 1951). Indem das Sulfat, das in Form von Thenardit (Na_2SO_4) beim Trocknen in den Poren auskristallisiert ist, durch die Aufnahme von Kristallwasser in Glaubersalz ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$) übergeht (s. VON MOOS und DE QUERVAIN 1948, S. 206), wird das Gefüge von innen gleichmäßig auseinandergetrieben, was viel weniger Zerstörung der Körner bewirkt als die mechanische Zerstückelung von außen.

Verschiedene Tücken des zerfallenden Gesteins machten immer wieder leichte Änderungen im Verfahren nötig, so daß jede Probe etwas verschieden von der andern behandelt wurde. Die einfachste Abfolge der Einzelprozesse, wie sie sich am Schluß ergeben hat, sei detailliert beschrieben:

1. Da das Gewicht der größten Komponenten um 10 g beträgt, sollte nicht weniger als 1 kg Ausgangsmaterial abgewogen werden.
2. Als sehr ratsam erwies es sich, vor dem ersten Eintauchen in Sulfat das Feinmaterial im 0,23-mm-Sieb abzusieben. Das spätere Auswaschen des Sulfats vor allem aus den feinen Fraktionen ist eine so zeitraubende Angelegenheit, daß sich das lohnt. Um das feine Sieb nicht mit den groben Geröllen und Bruchstücken zu beschädigen, wurde mit dem 2-mm-Sieb vorgeseibt.
3. Aus rostfreiem Drahtgeflecht (Messing) mit 0,45 mm Maschenweite wurden Behälter geformt, die in Glaswannen $14 \times 24 \times 14$ cm paßten, und in denen die Proben während 24 Stunden in 10%ige Natriumsulfatlösung getaucht wurden. Dann wurden die Siebbehälter mit den Proben aus der Lösung gehoben und im Ofen während 24 Stunden bei 110° getrocknet. Es waren jeweils zwei Versuche im Gang, was bei abwechselungsweisem Eintauchen und Trocknen volle Ausnützung des Ofens bedeutete.
4. Vor dem Wiedereintauchen wurden die Proben an der Luft abgekühlt. Um den Sulfatgehalt der Lösung auf 10% zu halten, wurde mit dem Aräometer eine Flüssigkeitsprobe geprüft und die Dichte mit Wasser oder konzentrierter Lösung korrigiert.
5. Wenn nach mehrmaligem Eintauchen die Sandsteinbrocken des Bindemittels zu zerfallen begannen, wurde gesiebt und erlesen. In passenden Quantitäten wurde das Material auf das 2-mm-Sieb gebracht und in eine große Glasschale durchgespült, entweder durch Zugießen von frischem Wasser oder später durch abwechselungsweises Eintauchen und Herausheben der Siebfläche in der Glas-

schale. Aus dem Rückstand wurden *die* Gerölle zwischen 2 mm und 2 cm möglichst herausgelesen, denen kein Bindemittel mehr anhaftete. Der Rest wurde wieder der Sulfatverwitterung (3. und 4. Arbeitsprozeß) unterworfen.

6. Die Fraktionen unter 2 mm wurden mindestens 4mal heiß ausgewaschen. Aus Gründen der Zeitersparnis wurde nur $\frac{1}{4}$ Stunde gewartet, bis sich das Material jeweils gesetzt hatte. Die Lösung wurde mit einem Heber abgesaugt, wenn sie noch leicht trüb war, so daß also die feinsten Schlämmpartikel verloren gingen; doch kann es sich dabei nur um ganz geringe Mengen gehandelt haben. Es zeigte sich bald, daß Grobsand und feinere Fraktionen getrennt behandelt werden mußten, weshalb mit dem 0,23-mm-Sieb eine weitere Trennung vorgenommen wurde, wieder mit Durchspülen. Beim Trocknen verhärtete das feine Material so stark, daß es in der Achatschale zerrieben werden mußte. Damit die größeren Sandkörner dabei nicht zerdrückt würden, wurden sie vorher ausgesiebt.
7. Der im 5. Arbeitsgang in den 3. und 4. zurückversetzte Rest wurde nach 5. und 6. weiterverarbeitet, sobald der Zerfall das gesamte Bindemittel mit Ausnahme vereinzelter Sandsteinbrocken ergriffen hatte. (Größere Gerölle, die sich laufend vom Bindemittel lösten, wurden schon vorher herausgelesen, um sie vor Zerfall zu bewahren.) Der Rückstand im 2-mm-Sieb mußte nun komplett von Hand in Geröllkörner und unzerfallene Bindemittelstücklein geschieden werden. Letztere wurden in der Achatschale zerdrückt und wieder ausgesiebt.
8. Das gesamte gewaschene, getrocknete und (falls verbacken) wieder zerriebene Material wurde vereinigt und maschinell während 5 Minuten ausgesiebt. Für diese Arbeit stellte die Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau ihre Siebanlage in freundlicher Weise zur Verfügung. Es wurden Siebe mit quadratischen Löchern verwendet, deren Maschen in üblicher Weise logarithmisch gestuft waren. Von den Fraktionen unter 0,2 mm wurden kleine Proben entnommen und Schlämmanalysen ausgeführt. Sämtliche Fraktionen wurden auf 100% Konglomerat berechnet und Summationskurven mit logarithmischem Korngrößenmaßstab gezeichnet (Fig. 18).

b) Korngrößenanalyse ohne Auflösung des Gesteinsverbandes

Am idealsten könnten die dazu nötigen Messungen an einem großen ebenen Anschliff ausgeführt werden, wobei aber die Herstellung eines solchen etwelche Schwierigkeiten bieten dürfte. Es können aber gelegentlich Stellen gefunden werden, wo Bruchflächen die Gerölle und das Bindemittel in Flächen durchsetzen, die nur schwach von der Ebene abweichen. Gut ausgebildete derartige Bruchflächen finden sich z. B. an den Bergsturzböcken von Goldau, weniger ideale im Stollenaushub von Sorbach. Meistens zeigen die Oberflächen der Nagelfluh ein ganz anderes Bild, indem die Gerölle nur ganz ausnahmsweise zerbrochen sind. Sie ragen aus dem Bindemittel hervor oder sind unzerbrochen herausgefallen. Das Bindemittel selbst weist unregelmäßige Bruchflächen auf, die zwischen den Vorderfronten der herausragenden Gerölle und den Rückwänden von Höhlungen, aus denen Gerölle herausgefallen sind, verlaufen. In diesem Fall ist es möglich, eine Schnittebene zu konstruieren. Es wurde dabei eine gut durchsichtige Plastik-Haut verwendet, die es erlaubte, auf der dahinter liegenden Konglomeratoberfläche genügend weit in die Tiefe zu sehen, um die Geröllumrisse zu erkennen, auf die Plastikfläche zu projizieren und zu zeichnen. Dort, wo das Bindemittel über eine fiktive, nur wenig verbogene mittlere Schnittfläche hervorragte oder von ihr zurücktrat, war es leicht, die Konturen anstoßender

Gerölle etwas zu korrigieren. Momentan trocknende Tusche mit speziellem Füllstift leisteten zum Zeichnen auf Plastik ausgezeichnete Dienste. Wie bei der mechanischen Zerteilung wurden auch hier als Kieskomponenten nur die Gerölle bis hinunter zu 1 bis 2 cm Durchmesser gewertet, der Rest als Bindemittel zusammengefaßt.

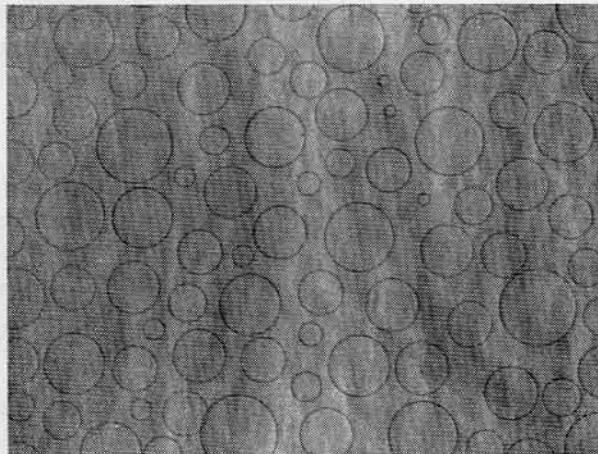
In der Schnittebene können nicht die wirklichen Korngrößen gemessen werden, da die Gerölle meistens nicht im größten Durchmesser geschnitten werden. Um die wirklichen Verhältnisse des ursprünglichen Schotters zu ermitteln, wurden zwei Methoden ausprobiert: Erstens wurden zufällige Schnittebenen von Kugelgemischen bestimmter berechneter Größenverteilungen zum Vergleich mit den natürlichen Schnittbildern gezeichnet, zweitens wurde ein einfaches Verfahren entwickelt, um näherungsweise aus dem Schnitt auf eine entsprechende Kugelverteilung zu schließen. Die mathematische Begründung beider Methoden findet sich in Kapitel VII. Die praktischen Ergebnisse sollen hier kurz kommentiert sein:

Versuchsweise wurden einige Schnitte durch eine fiktive Nagelfluh aus kugeligen Geröllen konstruiert. Der Berechnung wurden zwei einfache Annahmen der Kugelgrößenverteilung zugrunde gelegt. Bei beiden wurde vorausgesetzt, daß nur Kugeln mit Radien zwischen dem minimalen Wert r und dem maximalen R vorkommen, und zwar dem Volumen nach in allen dazwischen liegenden Intervallen gleich viel, wobei aber im einen Fall die Intervalleinteilung linear, im andern logarithmisch vorgenommen wurde. Der Bindemittelanteil wurde auf 50% festgesetzt. Für die Werte 10 cm und 5 cm von R und die Verhältnisse 1:2 und 1:10 von r : R wurde die Größenverteilung von Kreisen in der Ebene berechnet. Mit den größten Kreisen beginnend wurden sämtliche Kreise, die statistisch auf bestimmter Fläche (1 m^2) zu erwarten sind, möglichst regelmäßig verteilt aufgezeichnet. Fig. 3 zeigt das Bild eines natürlichen Nagelfluhvorkommens und zweier ähnlich konstruierter Schnitte. Die Nachteile der Vergleichsmethode springen unmittelbar in die Augen: Die stark länglichen Formen der Nagelfluhgerölle lassen sich schlecht mit den Kreisen der Konstruktion vergleichen. Außerdem zeigt es sich, daß bei den Vergleichsverteilungen die Kreise zu regelmäßig gezeichnet worden sind. Vergleiche sind daher nur sehr generell möglich, z. B. daß sich C besser als A mit B vergleichen läßt. Auf diese Weise konnte also keine wesentliche Verbesserung gegenüber der bloßen Schätzung der Korngrößen erzielt werden.

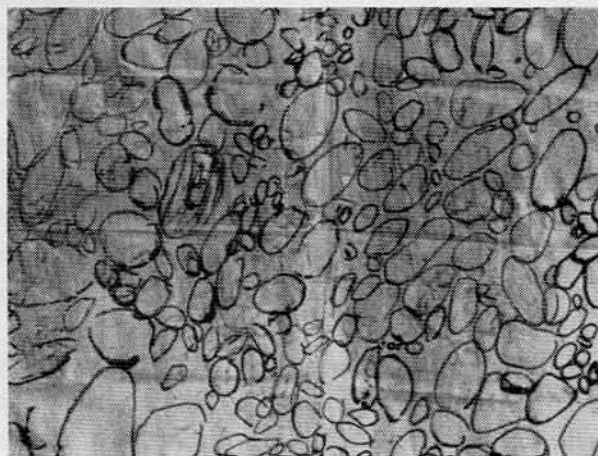
Viel besser eignete sich das direkte Vorgehen zur Korngrößenberechnung aus den Schnittkreisen, bzw. den Schnittstrecken längs einer Geraden. Grundsätzlich wurde nach der unter VII. C. 3. b. beschriebenen Methode vorgegangen, doch war am Anfang die Einteilung nach linearen statt logarithmischen Intervallen vorgenommen worden.

4. Korngestalt und Kornberührung

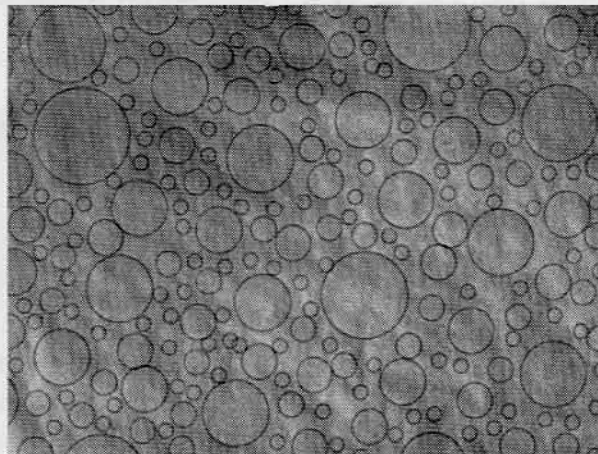
Diagramme nach Zingg orientieren über die Kornform, die in allen untersuchten Fällen gleicher Art ist (Fig. 19). Bei der Ausmessung der Gerölle wurde eine experimentelle Vereinfachung benützt, die erwähnenswert sein mag. Statt mit der Schublehre den größten, einen senkrecht dazu stehenden kleinsten und einen senkrecht zu diesen beiden stehenden mittleren Durchmesser zu bestimmen, wurden die Gerölle im Innern eines rechtwinkligen Parallelepipedes in eine Ecke geschoben, wo an einem Koordinatennetz am Boden und an den zwei Seitenwänden die Längen der Hauptachsen gemessen wurden. Eine Glasscheibe, die der Reihe nach als parallele Gegenseite zu den bereits tangierenden 3 Ebenen hingehalten wurde, leistete bei der Ablesung gute Dienste.



A



B



C

Fig. 3. Vergleichung von 2 Schnittbildern (A und C), die auf Grund theoretischer Annahmen über die Kugelgrößenverteilung in einem idealisierten Kugel-Konglomerat gezeichnet wurden, mit einem Schnittbild (B), das an einem Nagelfluhfelsen abgezeichnet wurde. (Maßstab 1:10.)

Für das elastische Verhalten ist die Kornberührung von weit größerer Wichtigkeit. Versuchsweise ist eine Nagelfluh-Probe von Sorbach vorsichtig zerteilt worden. An jedem herausgelösten Geröll wurden die Berührungsstellen mit anderen Geröllen mit rotem Fettstift gefärbt. An einigen Kalkgeröllen fanden sich kleine Eindruckstellen, an den meisten Geröllen waren jedoch die Berührungsstellen als rote Flecken, z. T. mit Rutschspiegel, erkennbar. Da sich die Berührungsstellen an der Oberfläche der ursprünglichen Versuchsprobe meist nicht mehr feststellen ließen, wurden die Außenseiten vorher grün gefärbt. Durch Schätzung konnte dann festgestellt werden, welcher Bruchteil der aus der Probe herausragenden Gerölloberfläche berücksichtigt werden mußte. Außerdem wurden von jedem Geröll in einer Tabelle die Länge der drei Hauptachsen und die Anzahl der Berührungsstellen und deren Fläche festgehalten. Kleinere Berührungsflächen als $\frac{1}{2} \text{ cm}^2$ wurden dabei als bloße Berührungspunkte gewertet. Um die Berührung eines Geröls mit anderen Geröllen als Bruchteil seiner Gesamtoberfläche auszudrücken, wurde letztere näherungsweise als Kugeloberfläche gerechnet. Als Kugeldurchmesser wurde das arithmetische Mittel der drei Hauptachsen genommen.

5. Dichte und Porosität

Die exakte Dichte- und Porositätsmessung an Konglomeraten wäre ein Problemkreis für sich, dessen Schwierigkeiten nicht leicht zu überschätzen sind. Zur ungefähren Ermittlung wurden im Falle von kohärenten Gesteinen ein indirekter und ein direkter Weg beschritten:

Zur indirekten Abschätzung wurden Dichte und Porosität an Bindemittelproben nach den Methoden bestimmt, die für den Sandstein beschrieben worden sind. Mit Kombination der nach Literaturangaben für die Geröllkomponenten abgeschätzten Werte kann man die Verhältnisse in den Konglomeraten berechnen, wobei es schwierig ist, Angaben über die erreichte Genauigkeit zu machen.

Nicht viel besser steht es mit der direkten Bestimmung vor allem der Porosität. Es wurden kleinere und größere Konglomeratbrocken langsam ins Wasser getaucht (Steighöhe des Wassers pro Tag ein bis wenige Zentimeter) und die Gewichtszunahme w^* bei Wassersättigung bestimmt. Das Volumen V der Proben wurde aus dem Gewichtsverlust bereits wassergesättigter Proben beim Eintauchen in eine Wanne oder aus der Menge des überfließenden Wassers beim Eintauchen in einen Kessel erhalten, wobei der Vergleich dieser beiden Methoden und die mehrmalige Wiederholung des Versuchs den Fehler in der Volumenmessung abzuschätzen erlaubte. Die scheinbare Porosität, die durch $n^* = \frac{w^*}{V} \cdot 100\%$ gegeben ist, fällt, da sich bei der Wasseraufnahme nicht alle Poren füllen, bekanntlich kleiner aus als die absolute Porosität. Trotzdem dürfte in vielen Fällen die experimentell bestimmte scheinbare Porosität größer sein als die im anstehenden Gestein vorhandene absolute Porosität, da sich beim Gewinnen der Proben in gewissen Konglomeraten unbedingt Risse bilden, die bei allgemein geringer Porosität stark ins Gewicht fallen. Dies wirkt sich auch auf die Bruttodichte aus, da das Volumen durch die Risse etwas vergrößert wird; allerdings wird die Bruttodichte prozentual in weit geringerem Maß verfälscht als die Porosität.

Besondere Schwierigkeiten bereitete die Dichtebestimmung von schlecht verkitteter Nagelfluh. Einzelne zusammenhängende Brocken konnten zwar ins Labor gebracht werden, wo die vorstehend beschriebenen Methoden angewandt wurden. Zu diesem Zweck mußten die Proben durch mehrere Anstriche mit Wasserglas zuerst verfestigt werden. Einen Sonderfall stellte dabei die löcherige Nagelfluh des Stadlerberges (älterer Deckenschotter) dar. Es sind in diesem Gestein auch seismische Geschwindigkeiten (RÖTHLISBERGER und VÖGTLI 1952) gemessen worden, doch wurde die Lokalität nicht in die

vorliegende Untersuchung einbezogen. Die Besonderheiten bei der Dichtebestimmung dürften hier trotzdem von Interesse sein: Es war nicht möglich, die Proben aus dem Wasser herauszuheben, ohne daß sich die größeren Löcher augenblicklich wieder entleerten. Alle an der Oberfläche liegenden Hohlräume wurden mit je einem Wattebausch gestopft, dieser mit Wasserglas getränkt und eine feste Wasserglasschicht nun gleichmäßig über die ganze Probe gestrichen. So glückte schließlich bei schnellem Arbeiten die Volumenbestimmung auch in diesem Fall.

Für ganz lockere Nagelfluh war die ungestörte Probeentnahme unmöglich, was die *Dichtebestimmung im Feld* nötig machte (Bergholz). An künstlichen Erddämmen werden derartige Dichtebestimmungen serienmäßig ausgeführt, indem Probelöcher ausgehoben und nach bestimmtem Schema mit Formsand gefüllt werden. Vom Aushub wird die Masse bestimmt, während sich aus der benötigten Menge Formsand das Volumen des Loches ergibt. F. GASSMANN hat laut mündlicher Mitteilung an Stelle von Formsand Getreidekörner verwendet. Wegen der Kugelgestalt und glatteren Oberfläche verwendete ich Erbsen. In Vorversuchen im Labor hatte sich gezeigt, daß auch bei diesen die Dichte einer Einstreuung von der Form und Größe des Hohlraums und von der Art des Einstreuens abhängt. Die Dichtebestimmung der Erbsenfüllung wurde in einem Kessel, der ungefähr gleiche Form und Größe wie die Grube aufwies, an Ort und Stelle vorgenommen, um zugleich eventuelle Witterungseinflüsse (Luftfeuchtigkeit) auf die Erbsen auszuschließen. Die Erbsen wurden aus gleicher Höhe gleich rasch eingestreut. Das aus der Grube ausgehobene Material wurde sorgfältig gesammelt. Trotz dem lockeren Zustand der Nagelfluh war es nötig, Pickel und Meißel zu verwenden. Um weggeschleuderte Teile nicht zu verlieren, wurde die Stelle mit einem großen Packpapier bedeckt, in dessen Mitte ein Loch von der Größe der Grube herausgeschnitten war. Es galt auch darauf zu achten, vorher bezeichnete Fixpunkte im Niveau der ursprünglichen Felsoberfläche nicht zu entfernen. Zum Zwecke der Kontrolle wurde die Grube in zwei Etappen ausgehoben und in beiden Etappen das Volumen aus dem Gewicht der eingestreuten Erbsen ermittelt.

6. Festigkeit, Verwitterung

Man ist leicht versucht, die Festigkeit als besonders bedeutungsvolles Merkmal für das elastische Verhalten anzusehen und ihr daher mehr Bedeutung beizumessen, als ihr schließlich zukommt. Bei den Konglomeraten war es einfach, nicht in diesen Fehler zu verfallen wegen der Unmöglichkeit der Materialbeschaffung. Experimentelle Prüfungen konnten nicht vorgenommen werden, außer den gleichen einfachen Sprengversuchen wie bei den Sandsteinen. Beim Bohren zeigte sich dabei, daß z. B. die Bohrzeit kaum von der Festigkeit des Konglomerates abhängt, sondern von der Härte der Geröllkomponenten. Die Sprengwirkungen konnten zwar leicht der jeweiligen Verbandsfestigkeit zugeordnet werden, ohne aber eine gegenüber dem feldgeologischen Befund verfeinerte Skala zu geben. Feststellungen wie die, daß sich eine Nagelfluh als Mauerstein behauen läßt, oder daß sie mit dem Pickel als Kies abgebaut werden kann, bilden daher immer noch das geeignetste Mittel, die Festigkeit zu charakterisieren. Dabei ist es leicht, festzustellen, wie diese Festigkeit von derjenigen der Geröllkomponenten und des Bindemittels und von der Haftung zwischen den Gefügebestandteilen abhängt.

In enge Beziehung zur Verbandsfestigkeit kann die Aussage gebracht werden, wie leicht ein Gestein von der Verwitterung angegriffen wird. Viele indirekte Merkmale zur Beurteilung der Festigkeit beruhen eigentlich auf der Beobachtung der Verwitterungsanfälligkeit, z. B. der Neigungswinkel von Tobelhängen. Außer den Feldbeobachtungen stehen für diesen Fragenkomplex die Laborergebnisse der Kristallisierversuche zur Verfügung.

V. Zusammenstellung der geologisch - petrographischen und geophysikalischen Beschreibungen und Daten einiger gut untersuchter „homogener“ Molassetypen

A. Beschreibung der einzelnen Gesteinskomplexe

1. Sandsteine

a) Ostermundigen

Ort und Zeitpunkt der seismischen Untersuchungen. Zwischen Burgdorf und Bern findet sich eine größere Anzahl Steinbrüche in einem homogenen Bausandstein, der unter dem Namen «Berner Sandstein» bekannt ist. Nach gründlicher Prüfung wurde für die seismischen Untersuchungen der Steinbruch im Süden des Dorfes Ostermundigen gewählt, auf Blatt Worb, Nr. 322 des T. A., als Gr. Steinbr. bezeichnet (Koord. 604250/199900). Die seismischen Arbeiten wurden vom 30. Mai bis 30. Juni 1949 und vom 13. bis 17. Juni 1952 auf den Parzellen 1287¹ und 1519 des Grundbuchplanes der Gemeinde Bolligen ausgeführt. Beide Parzellen sind Eigentum des Staates Bern.

Stratigraphische Stellung und Genese. Bei Bern werden die homogenen ungebankten Bausandsteinvorkommen ins Burdigalien gestellt (RUTSCH 1933 und andernorts), und zwar bilden sie die unteren Horizonte desselben. Über die Genese äußert RUTSCH (1947, S. 28) folgende Vermutung:

«Die monotonen Sandsteine des Burdigalien mit ihrer Kreuzschichtung, Deltaschichtung und den im Sandstein isolierten, oft relativ großen Geröllen sind offenbar ebenfalls zum Teil das Produkt von Umlagerungsvorgängen in einem sehr flachen, brackischen Meeresraum.»

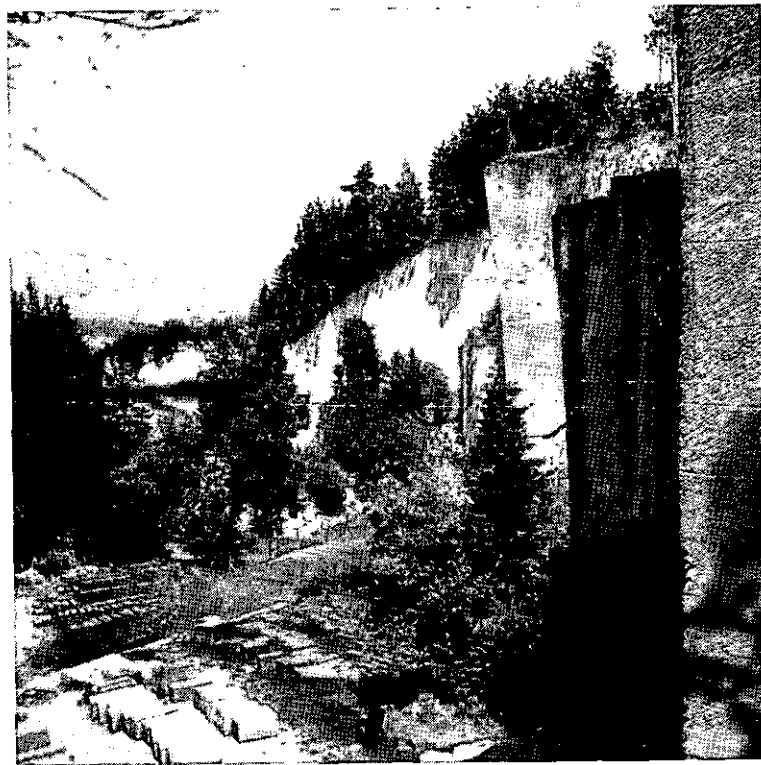
Diese Umlagerung von Material, das früher von Flüssen sedimentiert wurde, wäre dabei durch Meeresströmungen erfolgt.

Maximale Überlagerung. RUTSCH (1933) gibt im Gebiet von Oberbalm 10 km südwestlich das Burdigalien mit einer Mächtigkeit von 440 m an und schätzt (RUTSCH 1947) im Giebelelegg-Gebiet 15—20 km südlich das Helvétien und die untern Partien des Torton auf mindestens 600 m. GERBER (1950) findet etwa 10 km östlich nur wenig geringere Mächtigkeiten. Die maximale Überlagerung bei Ostermundigen darf daher in der Größenordnung von 1000 m angenommen werden.

Tektonik. Gemäß der Lage in der schwach gefalteten, mittelländischen Molasse ist die tektonische Verstellung der Schichten aus der Horizontalen nur gering. Die Vorkommen bei Bern fallen mit 5 bis 6° nach SW (RUTSCH 1933). Irgendwelche Spuren von tektonischer Beanspruchung lassen sich nicht feststellen.

Quartärgeschichte. Nach der Erklärung der Plateauschotter von GERBER (1950, Tafel II) ist die Senke zwischen Grauholz und Frienisberg in der Spättriß-Eiszeit bereits vorhanden. Es kann angenommen werden, daß die heute abgebaute Molasse bei Ostermundigen zur Zeit der Rißvergletscherung schon nahe der Oberfläche lag und von einer Eismasse von etwa 700 m Dicke überlagert wurde. (Maximalstand des rißeiszeitlichen Rhonegletschers S Bern etwa 1300 m.) Während der Würmvergletscherung mag die Eisbedeckung etwa 300 m betragen haben. Es ist zu vermuten, daß durch den Würmgletscher und seine Schmelzwässer die Verwitterungsschicht aus der Zwischeneiszeit Riß-Würm entfernt worden ist, so daß die heute feststellbare Verwitterung an der Sandsteinoberfläche bloß in der Zeit seit dem Rückzug des würmeiszeitlichen Aaregletschers erfolgte, wobei der Sandstein durch eine dünne Schicht von Grundmoräne oder verschwemmter Moräne geschützt war.

Aufschlüsse. Der südlich von Ostermundigen abgebaute Sandstein tritt morphologisch als Terrasse hervor, die schwache Moränenbedeckung aufweist. Am Terrassenrand sind vor allem in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts (SCHMALZ 1951) meist in offenem Abbau, untergeordnet auch in großen Höhlen rund 1 Million Kubikmeter Gestein herausgebrochen worden, wodurch bis gegen 100 m lange Bruchwände von 20 bis 40 m Höhe entstanden sind. Die einzelnen Bruchwände stehen in annähernd rechtem Winkel zueinander, im Grundriß auf größere Strecken einen zickzackförmigen Verlauf ergebend. Heute ist im Kleinbetrieb (meist zwei Arbeiter) auf zwei Rechtecken mit 15 bis 20 m langen Diagonalen der Abbau auf Parzelle 1287^I im Gang. Dadurch bot sich die Möglichkeit, auch auf horizontalen Böden, auf denen das Gestein eben erst entlastet worden und vollständig frisch war, Messungen vorzunehmen.



PhotoBerger

Fig. 4. Die bis zu 50 m hohen Sandsteinwände bei Ostermundigen.

Während sich vermutlich wegen der Entlastung an einigen Bruchwänden in der Tiefe von ein bis mehreren Dezimetern Risse bilden, die zur Absonderung von mächtigen Platten führen, zeigen andere vermutlich ebenso alte Gesteinsfronten keine Spur von Zerfall. Verwitterungserscheinungen können dann nur an den obersten paar Metern beobachtet werden, wo die Oberkante durch Absanden gerundet ist und zurücktritt. Auch horizontale Absonderung und am Abhang viel stärkere Absonderung parallel zu demselben treten in dieser Zone in Erscheinung. Die Moränenbedeckung ist in Parzelle 1287^I längs der Kante ziemlich konstant (3 m), weist aber offenbar weiter im Innern der Terrasse beträchtliche Mächtigkeitsschwankungen auf, wie sich aus refraktions-seismischen Profilen gezeigt hat.

Durch den Abbau ist der Ostermundiger Sandstein über und unter dem Grundwasserspiegel aufgeschlossen worden, und auch die heutigen zwei Abbauböden liegen je in einer dieser Zonen, die sich durch die Färbung deutlich unterscheiden. Über dem Grundwasser ist das Gestein gelb (Oxydations-

zone), unter dem Grundwasserspiegel deutlich blau (Reduktionszone). Die Übergangszone liefert grauen Sandstein. Die seismischen Messungen lagen vor allem im gelben Stein, da der blaue heute nur in einem sehr beschränkten Gebiet aufgeschlossen ist. Fig. 4 gibt eine photographische Ansicht des Steinbruchs, Fig. 5 zeigt den oberen Teil des Vertikalprofils.



Photo Berger

Fig. 5. Bei der Montage von Beschleunigungsmessern für das Vertikalprofil P 6 (Fig. 15) in Ostermundigen.

Petrographie. Makroskopisch fällt der Ostermundiger Sandstein durch seine Homogenität und Isotropie auf. Es ist höchstens an ungefähr paralleler Lagerung der Glimmerblättchen möglich, an einem Quader oder bearbeiteten Stück das Lager zu erkennen. An einigen alten Steinbruchwänden zeichnen sich schwach geneigte Linsen weißlich ab, so daß die Lagerung sehr undeutlich erkannt werden kann. Auch härtere, unscharf begrenzte Partien heben sich selten etwas hervor. Wirkliche Unstetigkeiten, wie Mergeleinslagerungen, kommen im ganzen Bruch praktisch nicht vor; dagegen zeigt sich bei einer der Zufahrtsstraßen im Liegenden eine Konglomeratbank, die beweist, daß sich nach unten der einheitliche Gesteinskomplex nicht viel über die Dimensionen des Steinbruchs hinaus fortsetzt.

Auf einer frischen Bruchfläche mit der Lupe betrachtet zeigt sich, daß der Ostermundiger Sandstein von sehr gleichmäßigem Korn ist. Quarz ist vorwiegend vertreten, auffallend sind ferner vereinzelte größere Muskowitschuppen. Das Bindemittel tritt stark zurück, klebt nur die Körner an den Berührungsstellen zusammen ohne größere Hohlräume auszufüllen und ist deutlich weicher als die Körner. Die Färbung rührt beim «blauen» Stein von grünen Glaukonitkörnern her, beim gelben von verrosteten Punkten (zersetztem Glaukonit) und der gelblichen Tönung des Bindemittels.

Im Dünnschliff (Fig. 6a und b, quantitative Angaben in Tab. I) bestätigt sich die Gleichmäßigkeit des Korns. Vor allem Quarz und Feldspat, die hauptsächlichen Vertreter des Sandbestands, zeigen

Körner von ungefähr gleicher Größe und stark eckiger Form. Dunkle Gemengteile kommen lediglich in total zersetztem Zustand vor mit Ausnahme des Glaukonits, der in frischen, fast kugeligen Körnern eingestreut ist. Der Kalzit ist vorwiegend als grobkörniger Zement vorhanden, ferner in gerundeten Körnern von Kalkbruchstücken, letztere feinkörnig bis dicht und häufig dunkel gefärbt. Das Gefüge erscheint locker, indem sich die eckigen Sandkörner nur lose berühren und der karbonatische, z. T. mergelige Zement nur über kleine Bereiche zusammenhängt.

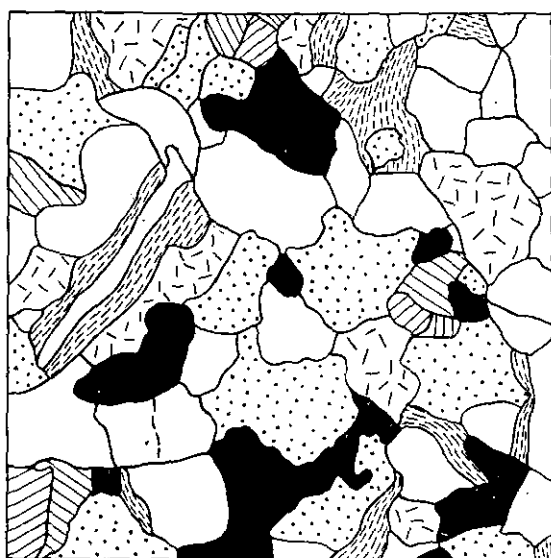


Fig. 6a. Ausschnitt aus Dünnschliff von Ostermundiger Sandstein; schematisiert nach mineralischer Zusammensetzung. Weiß: Quarz, Feldspat, Glaukonit, Glimmer, Schwerminerale; richtungslos gestrichelt: Kalkbruchstücke; schraffiert: Kalzit als sauber kristallisierte Zwischenmasse; punktiert: zersetzte Mineralien; parallel gestrichelt: pelitische Zwischenmasse und undeutlich begrenzte Zersetzungsprodukte; schwarz: Poren.

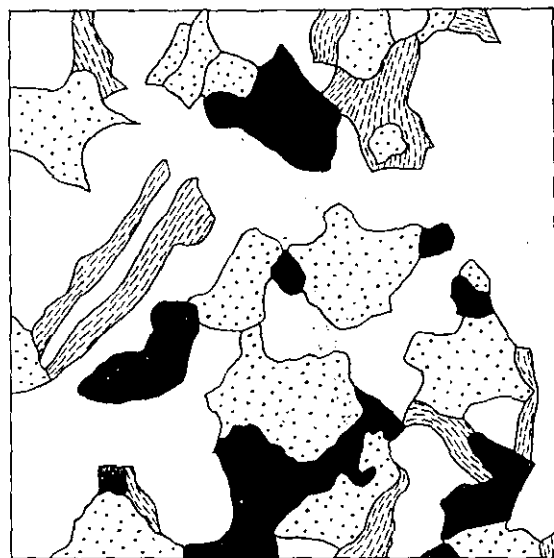


Fig. 6b. Ausschnitt aus Dünnschliff von Ostermundiger Sandstein; grob schematisiert nach Festigkeit der Bestandteile. Weiß: Mineralien relativ hoher Festigkeit; übrige Signaturen: wie in Fig. 6a.

Technische Eigenschaften. Der Bernersandstein ist weich, was sich bei Gewinnung und Bearbeitung vorteilhaft auswirkt. Geringe Druckfestigkeit und schlechte Wetterbeständigkeit bedingen aber die sehr beschränkten Verwendungsmöglichkeiten. Die natürliche Verwitterung äußert sich vor allem in starkem Absanden, gelegentlich in Schalenbildung. Auch im Sulfatversuch (DE QUERVAIN und JENNY 1951) steht starkes Absanden im Vordergrund, wenigstens im Normalversuch, gepaart mit durchgehender Erweichung. Bei geänderten Versuchsbedingungen kamen auch Rißbildungen vor.

b) Bäch

Ort und Zeitpunkt der seismischen Untersuchungen. Von Bahn und Straße aus gut sichtbar liegen zwischen Freienbach und Bäch am linken Ufer des oberen Zürichsees einige Steinbrüche, von denen vor allem zwei durch ihre Größe auffallen. Der östliche der beiden ist verlassen, der westliche wird intensiv abgebaut, wobei das Material auf dem Platz verarbeitet wird (T. A. Blatt Lachen, Nr. 243, Koord. 699 200/229 100). Am 23. und 24. Juli 1952 führten wir einige wenige Messungen der seismischen Geschwindigkeit aus, wobei die Sprengungen nur in Arbeitspausen vorgenommen werden konnten.

Stratigraphische Stellung und Genese. Der Bächer Sandstein gehört zum Typus der Plattensandsteine, die in ähnlicher Ausbildung vom östlichen St. Gallen bis in den Kanton Luzern vorkommen. Es ist ein auffällig gebankter mariner Sandstein des Burdigaliens, nach SPECK (1945) als Wattenmeerbildung anzusprechen. Die verschieden dicken einzelnen Sandsteinbänke bleiben über große Distanzen gleich mächtig. Sie sind öfters durch Mergelhäute, selten durch ganze Mergellagen voneinander getrennt.

Maximale Überlagerung. Vor der tektonischen Verstellung mag die Überlagerung des Burdigaliens am Zürichsee nicht wesentlich verschieden von derjenigen bei Bern gewesen sein (s. Zusammenstellung auf Tafel II, SCHUPPLI 1952), hat also mehr als 1000 m betragen.



Fig. 7. Sandsteinbruch Bäch.

Photo Röthlisberger

Tektonik. An der gelegentlichen Klüftung und der steilen Lage der Schichten ist zu erkennen, daß die tektonische Beanspruchung der Plattensandsteine von Bäch bedeutender ist als in Ostermundigen. Das Fallen beträgt 31° NNW.

Quartärgeschichte. Die Verhältnisse sind noch etwas unklarer als bei Ostermundigen, doch kann wie dort angenommen werden, daß der exponierte Felshügel durch den Würmgletscher und dessen Schmelzwasser von einer eventuellen früheren Verwitterungsrinde gesäubert worden ist, falls nicht überhaupt ein wesentlicher Anteil der Erosion im Zürichseetal in diese Zeit fällt. Die Überlagerung durch Eis betrug nach HEIM (1919) in der Rißeiszeit mindestens 670 m entsprechend den höchsten Moränen an der Hoherone. Für den Würmgletscher ist nach neuerer Ansicht die Mächtigkeit von etwa 500 m (gegenüber 600 m nach HEIM) wahrscheinlich (nach Gletscherständen im unteren Zürichseebecken).

Aufschlüsse. Der Abbau geschieht vorwiegend im Tagbau, wobei auf großer Fläche Schicht um Schicht abgebaut wird, so daß auf den Seiten des Bruchs und am obern Ende senkrechte Begrenzungswände entstehen, die die Schichtköpfe zeigen. Für die Kurzprofile konnte eine genügend große Schichtfläche, die keine Klüftung aufwies, in einer großen Höhle gefunden werden, die an der linken Begrenzungswand des Bruches vorgetrieben ist (Fig. 7). Die liegenden Bänke hatten Mächtigkeiten von einigen Dezimetern. In der gleichen Höhle konnten die Mikrophone an der Wand gegen den benachbarten verlassenen Steinbruch aufgestellt werden. Es war auf diese Weise möglich, ohne wesentliche Kabelverlegung eine größere Sprengung im alten Steinbruch (in 80 m Distanz) vorzunehmen und die Zeit bis zum Eintreffen bei unserer hauptsächlichen Arbeitsstelle zu bestimmen. Die senkrechten Wände boten keine befriedigenden seismischen Meßmöglichkeiten wegen zu starker Klüftung.



Fig. 8a. Ausschnitt aus Dünnschliff von Bacher Sandstein; schematisiert nach mineralischer Zusammensetzung, Legende s. Fig. 6a.

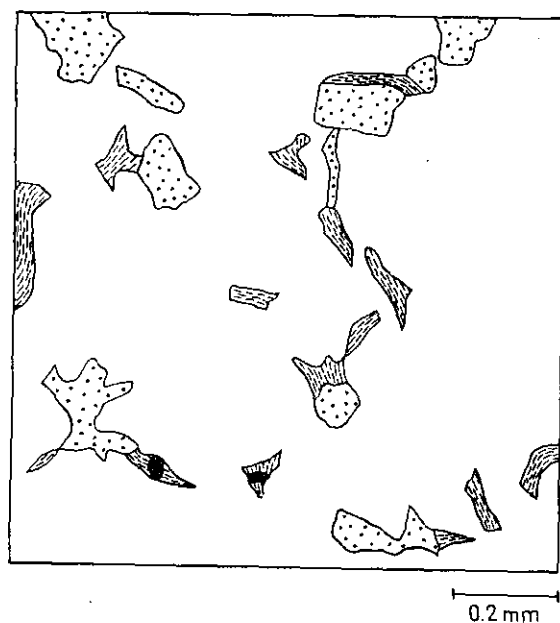


Fig. 8b. Ausschnitt aus Dünnschliff von Bacher Sandstein; grob schematisiert nach Festigkeit der Bestandteile, Legende s. Fig. 6a und b.

Petrographie. Die millimeterdünnen Mergel- oder Tonhäute zwischen den Sandsteinbänken sind nicht untersucht worden. Der Sandstein ist innerhalb der Bänke, die einige Zentimeter bis über einen Meter mächtig sein können, meistens scheinbar homogen. Vereinzelt kommen Tonschmitzen und -nester vor. Ferner ist eine Feinschichtung meistens aus der Lage der Glimmerblättchen und gelegentlich aus einem Wechsel der Färbung und der Korngröße erkennbar.

Mit der Lupe betrachtet erscheint das Gestein feinkörnig und ziemlich kompakt. Neben Quarz sind durchgehend Muskowit und relativ viele dunkle Mineralkörner vertreten. Im Dünnschliff (Fig. 8a und b, quantitative Angaben in Tabelle I) zeigt sich, daß die gleichmäßig gekörnten Quarz- und Feldspatkörner von ungefähr gleichkörnigem, in die Zwickel wachsendem Karbonatzement zusammengehalten werden. Der Kalzit hängt durchgehender zusammen als beim Ostermundiger Sandstein.

Technische Eigenschaften. Für den Abbau ist die Aufteilung in Bänke günstig. Dafür muß beim Bau besonders auf lagerhaftes Versetzen geachtet werden. Eine geringe elastische Anisotropie wäre denkbar. Die Druckfestigkeit ist etwa viermal so groß wie beim Ostermundiger Sandstein (s. Tab. I). Die natür-

liche Verwitterung wirkt ziemlich stark und äußert sich im Absanden und Abblättern, während bei der künstlichen Verwitterung im Normalversuch nach mäßigem Absanden typische Abschaltungen erfolgen.

Bei der Bohrlochsprengung an einem Schichtkopf zeigte sich Rißbildung in großem Umkreis, doch Schalen wurden erst nach der zweiten und dritten Sprengung ausgebrochen. Der resultierende Sprengtrichter war elliptisch mit der kürzeren Achse senkrecht zur Bankung.

2. Konglomerate

a) Sorbach bei Eggiwil

Ort und Zeitpunkt der seismischen Untersuchungen. Zwischen Schangnau und Eggiwil durchfließt die Emme eine enge Schlucht, das Rebloch. Erst etwa 3 km oberhalb letzterer Ortschaft beginnt sich das Tal etwas auszuweiten, so daß auf der Talsohle vereinzelt Heimwesen Platz finden. Von Eggiwil führt über Heidbühl ein Sträßchen zu diesem kurzen Talabschnitt. Längs des Sträßchens und längs des Bachbettes wurden zwischen den Ortsbezeichnungen «Heidbühlweid» (Koord. 628250/190200) und «Sorbachgraben» (627800/189100) des T. A., Blatt Röthenbach, Nr. 383, vom 18. Juni bis 11. Juli 1952 Geschwindigkeitsmessungen am Anstehenden durchgeführt, ergänzt durch ein Refraktionsprofil über die Talsohle, und einige elektrische Widerstandsmessungen.

Stratigraphische Stellung und Genese. Während im vorliegenden Fall über die Genese — Aufschüttung von relativ grobem Flußgeschiebe auf einem Delta — kein Zweifel herrschen dürfte, ist die Altersfrage nicht genau zu beantworten. LIECHTI (1928) hat das östlich der Emme liegende Gebiet bearbeitet, HALDEMANN (1948) das westliche. Letzterer faßt den ungegliederten Burdigalien-Helvétien-Komplex Liechtis in seinem Gebiet als Selinagelfluh zusammen. Er schreibt in der Zusammenfassung:

«Die Selinagelfluh als Übergangshorizont umfaßt im E Burdigalien und tiefstes Helvétien, die sich nur fiktiv trennen lassen.»

Auf seiner Karte läßt er die (fiktive) Grenze zwischen Helvétien und Burdigalien nördlich von Sorbach die Emme erreichen, so daß der von mir seismisch untersuchten Nagelfluh burdigales Alter zukäme.

Maximale Überlagerung. Nach SCHUPPLI (1952, Tafel II) ist am Napf mit mindestens 600 m Torton zu rechnen, so daß bei Sorbach die Größenordnung der einstigen Überlagerung mit gut 1000 m angenommen werden kann, da Sorbach mindestens 400 m unter der Basis des Torton liegt. RENZ (1937, S. 105) hat mit fast doppelt so großen Mächtigkeiten gerechnet.

Tektonik. Die Nagelfluhbänke lassen flache Lagerung erkennen. HALDEMANN (1948) gibt bei Eggiwil den Fallbetrag von 7° an. Sorbach liegt nahe der Achse einer N—S verlaufenden, sich gegen Süden akzentuierenden Quersynklinale, die schon LIECHTI erkannt hat. Es ist möglich, daß daher das Fallen bei Sorbach noch etwas geringer ist, obschon wenig östlich die Fallbeträge von NW nach SE rasch zunehmen.

Spuren von tektonischer Beanspruchung sind selten; quer zu einem seismischen Profil konnte eine Kluft (Verwerfung) festgestellt werden, längs der einzelne Nagelfluhgerölle durchschert waren.

Quartärgeschichte. HALDEMANN (1948) äußert sich eingehend zur Diluvialgeschichte seines Untersuchungsgebietes. Die heutige Schlucht des Rebloches liegt danach seitlich der nachrißzeitlichen Rinne, deren Sohle 85 m über der heutigen Talsohle lag. Die Bildung des Reblochs und damit des Talabschnitts, in dem meine Untersuchungen lagen, fällt damit in die Zeit während und nach der Würm-Eiszeit. Die Eintiefung reichte dabei beträchtlich weiter als bis zum heutigen Talboden, der durch eine Kiesauffüllung von mindestens 20 m Mächtigkeit gebildet ist, was sich aus refraktionsseismischen Messungen längs der Emme ergab. Die Freilegung der meisten Wände, an denen die seismischen Profile lagen, dürfte mindestens einige hundert Jahre zurückliegen.

Aufschlüsse. Steile, z. T. senkrechte und sogar überhängende Wände bis zu 60 m Höhe flankieren ein gewundenes Tal (Cañon) mit ebener Talsohle, in das die Seitenbäche in V-förmigen Einschnitten einmünden. Von der Straße, von ebenem Feld oder vom Kiesbett der Emme aus konnten so Geschwindigkeitsprofile beliebiger Länge gelegt werden, die der Oberfläche entlang führten oder zur Erfassung der Gesteinspartien weiter im Bergesinnern möglichst tief durch einen Nagelfluhsporn hindurch liefen. Zum gleichen Zweck wurden die Mikrophone überdies im Innern eines Stollens aufgestellt. Fig. 9 gibt einen Eindruck vom Charakter der Felswände.



Photo Rörhlsberger

Fig. 9. Nagelfluhwände bei Sorbach; über der Straße liegen die Profile der Fig. 21.

Petrographie. Auszählungen von LIECHTI und HALDEMANN haben in der näheren Umgebung von Sorbach in großen Zügen übereinstimmende Zusammensetzung der Nagelfluh ergeben. Nach dem Nomenklaturschema von RENZ (1937) handelt es sich bei LIECHTI (Schopfgraben) um bunte Kalk-Quarzitnagelfluh und bei HALDEMANN (Beinbrechen südlich Eggwil, nach den Koordinatenangaben am Endpunkt meines nördlichsten Profils) um bunte m-e-(Quarz-)Flyschsandkalk-Quarzitnagelfluh. Meine eigenen Bestimmungen ergaben (volumenmäßig) bunte Kalk-Quarzit-(Quarz-)Nagelfluh. Da Gangquarze, Quarzite und Karbonatgestein ungefähr gleich stark vertreten sind (um 20%), ändert die Bezeichnung von Ort zu Ort und mit der Methode der Zusammensetzungsbestimmung. Auffallend ist auf jeden Fall der Reichtum an Kristallin, Quarzit und Gangquarz. Für die petrographische und stratigraphische Charakterisierung der typischen Komponenten kann auf LIECHTI und HALDEMANN verwiesen werden.

Die prozentuale Zusammensetzung der Komponenten ist über große Bereiche recht konstant. Demgegenüber wechseln die Korngröße stark und der Bindemittelgehalt mäßig. Homogenität kommt daher nur in Linsen vor, die sich über wenige Meter erstrecken und undeutlich begrenzt sind; doch erweckt die Nagelfluh als Ganzes wegen der stetigen Wiederholung von gleichartigen Linsen und der großen Ähnlichkeit der verschiedenartigen Linsen den Eindruck großer Homogenität, die ihr bei genügend großem Bezugsvolumen wahrscheinlich auch zukommt.

An den meisten Stellen zeigt das Konglomerat leichte Strukturanisotropie wegen undeutlicher dachziegeliger Lagerung der Gerölle. In Fig. 10 sind lineare Korngrößenanalysen von zwei senkrecht zueinander verlaufenden Richtungen miteinander verglichen, vgl. auch Fig. 3 B.

Das Bindemittel besteht aus einem grobkörnigen kompakten Sandstein, in dem mit der Lupe relativ viel Quarz, daneben Feldspat und verschiedene bunte Gesteinsbruchstücke mit guter Rundung erkannt werden können. Die Sandkörner sind mit schneeweißem Kalzit gut verkittet. Recht häufig findet man sehr kalzitreiche wolkige Partien, die sich über mehrere Zentimeter erstrecken und das Aussehen eines grobkörnigen Marmors annehmen können. Sie finden sich immer in der Nachbarschaft von leicht zerbröckelnden rötlichen oder gelblichen Mergelkalkknollen (dolomitisch?), die vermutlich zerdrückte und teilweise umkristallisierte Gerölle darstellen.

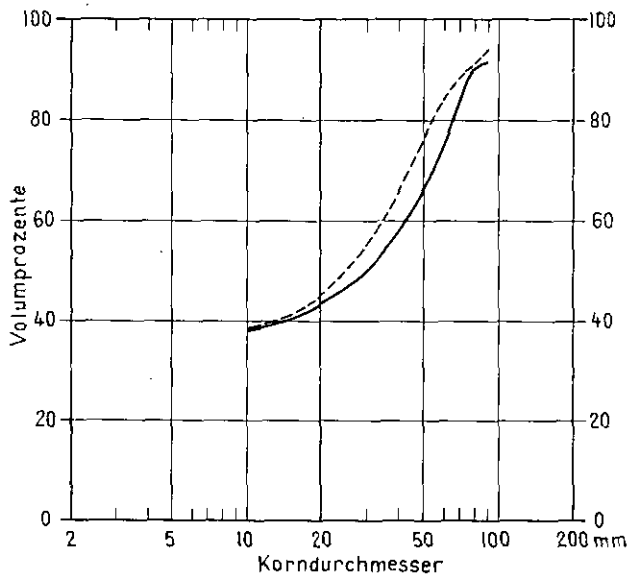


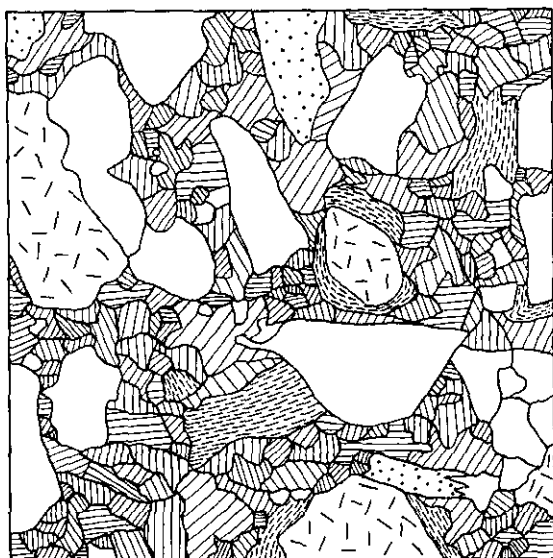
Fig. 10. Gegenüberstellung von zwei Summationskurven desselben Konglomerats (Sorbach), die aus Streckenstatistiken von senkrecht zueinander stehenden Schnittgeraden auf Schnittbild B der Fig. 3 ermittelt wurden. Ausgezogene Kurve: horizontale Schnittstrecken; gestrichelte Kurve: vertikale Schnittstrecken.

Der Dünnschliff (Fig. 11 a, b) zeigt, daß sich der Sandbestandteil vorwiegend aus gerundeten und stark eckigen Quarzkörnern, vereinzelt Quarzitkörnern und mehr oder weniger stark zersetzten Feldspäten zusammensetzt. Die Korngröße ist variierend. Auch zersetzte dunkle Gemengteile sind vereinzelt eingestreut. Außerdem ist zu einem beträchtlichen Teil Kalk als klastischer Bestandteil erkennbar. Der Kalzit bildet im übrigen einen Basalzement als Mosaik von isometrischen Körnern, die starke Variation in der Größe zeigen. Im Bereich des Schliffs wechseln fast rein karbonatische Partien, die Kalkfragmente enthalten, mit sandreicheren.

Festigkeit. Es ist auffallend, daß die Nagelfluh ungeheure vertikale Wände aufbaut, die z. T. sogar stark überhängen, dagegen keine Verwendung als Mauerstein findet. Dieser scheinbare Widerspruch erklärt sich aus der schlechten Haftung der Gerölle am bindenden Sandstein. An der Oberfläche fallen die Gerölle heraus, und wenn man versucht, das Gestein zu bearbeiten, so bilden sich längs der Gerölloberflächen leicht Sprünge, die bald auch das Bindemittel durchsetzen. Die Zugfestigkeit ist wegen der

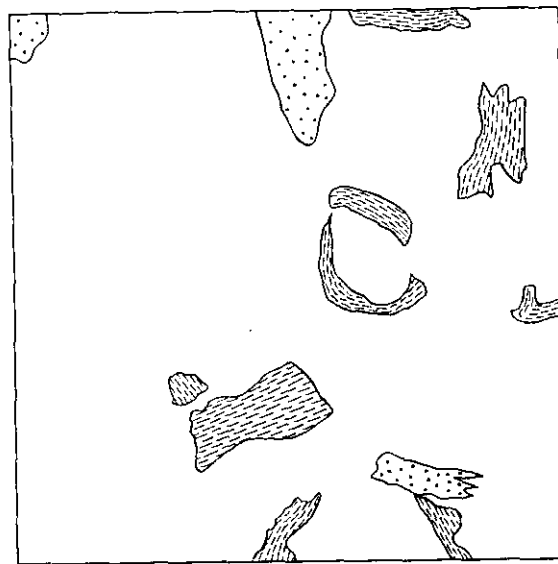
schlechten Haftung zwischen Geröllen und Bindemittel sicher sehr gering, während die Scherfestigkeit ganz erhebliche Werte aufweisen kann. Der größte Teil der groben Komponenten zeigt sehr hohe Festigkeit und, was wichtiger für das Verhalten im Verband ist, auch das Bindemittel ist recht fest.

Im Sprengversuch zeigte sich Schalenbildung parallel der Oberfläche, vermutlich wegen bereits vorhandenen Frostsprüngen. Die erste Sprengung vermochte nicht den vollen Trichter auszuräumen. Es war auffallend, daß harte Gerölle nur in unmittelbarer Nähe der Ladung gespalten waren; mehr als 20 cm davon entfernt verliefen die Sprünge höchstens durch verwitterte Kristallingerölle hindurch, sonst an den Grenzen zwischen Bindemittel und Geröllen und durchs Bindemittel. Ein ähnliches Bild zeigten die Blöcke im Stollenaushub. Nur vereinzelt konnten Flächen gefunden werden, in denen ein größerer



0.2 mm

Fig. 11a. Ausschnitt aus Dünnschliff von Bindemittel-Sandstein in Nagelfluh von Sorbach; schematisiert nach der mineralischen Zusammensetzung, Legende s. Fig. 6a.



0.2 mm

Fig. 11b. Ausschnitt aus Dünnschliff von Bindemittel-Sandstein in Nagelfluh von Sorbach; grob schematisiert nach Festigkeit der Bestandteile, Legende s. Fig. 6a und b.

Prozentsatz der Gerölle geschnitten war. Die zu Untersuchungszwecken gewählten Blöcke ließen sich sehr leicht mit Hammer und Meißel zerkleinern. Es zeigte sich dabei, daß die Haftung des Bindemittels an den Geröllen sehr unterschiedlich sein kann. Während meistens die Oberfläche der Gerölle fast rundum sauber zum Vorschein kam, gab es immer wieder Stellen, wo selbst mit dem Hammer die anhaftenden Bindemittelresten nur schwer zu entfernen waren. Vor allem zeigten bestimmte flache Flysch-sandsteine und -sandkalke fast immer auf der einen Seite sehr gute Ablösung des Bindemittels, auf der andern besonders gute Haftung; leider konnte wegen unbekannter Orientierung der Proben diese Erscheinung nicht der Unter- und Oberseite zugeordnet werden.

Mit der stark variierenden Haftung ändert auch die Verkittung des bindenden Sandsteins stark. Das wurde vor allem aus dem Kristallisierungsversuch ersichtlich, wo sich einzelne harte Knollen nach 15-maligem Eintauchen noch fast nicht zerdrücken ließen, während der Rest des Bindemittels längst von selbst zerfallen war. Am Anstehenden wird durch die Verwitterung nur die Bindung zwischen den Geröllen und dem Bindemittel gelöst, während letzteres relativ widerstandsfähig ist. An der Oberfläche können immer viele Gerölle gefunden werden, die sich leicht bewegen oder sogar herausziehen lassen, während das Gestein im gesamten nur selten Abschälung zeigt.

b) Oberer Frittenbach bei Langnau i. E.

Ort und Zeitpunkt der seismischen Untersuchungen. Im Oberen Frittenbachgraben konnte 100 m südlich des Gehöftes «Im Bach» (T. A. Blatt Lauperswil, Nr. 368, Koord. 627 200/202 300) auf dem Kiesbereitungsplatz der Gemeinde Langnau eine Stelle gefunden werden, wo der Instrumentenwagen neben dem schmalen Sträßchen in großer Nähe von Nagelfluh- und Sandsteinaufschlüssen parkiert werden konnte. Am 17. und 18. Juli 1952 wurden einige seismische Profile am Prallhang des Frittenbachs und auf der Felssohle des von links mündenden kleinen Seitengrabens aufgenommen, ferner wurden elektrische Widerstandsmessungen in diesem Seitengraben ausgeführt.

Stratigraphische Stellung und Genese. Nach KISSLING (1903) liegt die Stelle sehr nahe bei dem sich im Emmental weit ausdehnenden Molassekohlenhorizont des Torton. Dieser konnte denn auch im Bett des Hauptbaches in einem 30—50 m tieferen Niveau erkannt werden. Nach LIECHTI (1928) entspricht diese Lage dem untersten Torton. Die Fazies der Nagelfluh zeigt eine geringe Verschiedenheit von derjenigen bei Sorbach, die auf eine periphere Lage im Delta schließen läßt: die Gerölle sind kleiner, Sandsteinbänke und -linsen schalten sich häufiger in die Nagelfluhkomplexe ein.

Maximale Überlagerung. Nach SCHUPPLI (1952, Tafel II) hat das Torton am Napf eine Mächtigkeit von 600 m, was nur eine untere Grenze für die maximale Überlagerung gibt. RENZ (1937, S. 105) und SPECK (1953, S. 133) nehmen für Napf und Hörnliäcker das Doppelte oder mehr an.

Tektonik. Schichtlage und Verband sind von der alpinen Orogenese kaum beeinflußt worden.

Quartärgeschichte. Auf Grund der Lage der Terrassen muß aus Analogie zum Gebiet von Eggwil die tiefste Talrinne als würmeiszeitlich oder jünger angesehen werden.

Aufschlüsse. Der Frittenbach bildet auf etwa 50 m Länge einen Prallhang, an dem unten Sandstein von mindestens 2 m Mächtigkeit, darüber gegen 20 m Nagelfluh aufgeschlossen sind. Der Hang von 50 bis 60° Neigung zeigt teilweise Bewachsung und typische Erosionsspuren (Regenrinnen). Darüber folgt Wald. Gegen das untere Ende des Prallhanges mündet von links in V-förmigem Einschnitt ein kleiner Seitenbach. Knapp über dem Sandstein folgt ein Wasserfall von 1 bis 2 m Höhe über eine harte Nagelfluhbank¹⁾. Oberhalb desselben fließt der Bach in gleichmäßiger Neigung mit nur kurzen Unterbrüchen auf dem Anstehenden, das größtenteils aus Nagelfluh besteht. Die beiderseitigen Hänge von 40 bis 45° Neigung werden ebenfalls aus Nagelfluh mit gelegentlicher geringer Schutt- und Humusbedeckung aufgebaut.

Profile sind am Prallhang gelegt worden und auf der Sohle des Seitenbachs; ferner wurde bei Aufstellung der Mikrophone am Prallhang im Seitental geschossen, so daß der Schall den dazwischenliegenden Nagelfluhsporn durchlaufen mußte.

Petrographie. Die volumenmäßige Zusammensetzung der Gerölle ergibt eine bunte Kalk-Quarzit-nagelfluh, d. h. ein der Selinagelfluh von Sorbach ähnliches Gestein. Im Mittel ist aber die Korngröße geringer und der Aufbau aus einzelnen Linsen ist besser zu erkennen, da sie sich stärker unterscheiden. Gelegentlich sind Sandsteinlinsen eingeschaltet.

Das Bindemittel besteht aus einem grauen Sandstein, der sehr kompakt aussieht, aber sich im Wasser auffallend stark erweicht. Dieses Verhalten läßt sich aus dem Schliff (Fig. 12a, b) nicht ohne weiteres erklären, da wegen Anwesenheit eines eigentlichen Basalzements gute Verkittung erwartet werden sollte. Der Sandbestandteil setzt sich vorwiegend aus stark eckigen Quarzkörnern zusammen, seltener aus Feldspat und verschiedenen andern Mineralarten und Gesteinsbruchstücken, die sehr stark variierende Korngrößen aufweisen. Ein zweiter Schliff zeigt mehrheitlich schwach gerundete Körner. Karbonat ist in einzelnen Gesteinskörnern vorhanden, z. T. in eckigen Trümmern eines dichten Kalks, bildet aber

¹⁾ Wurde im Sommer 1953 von einem Erdrutsch verschüttet.

vorwiegend den Basalzement, der fast ebenso starke Variation in der Korngröße und Ausbildung zeigt wie die eingestreuten Sandkörner.

Festigkeit. Die Nagelfluh von Frittenbach zeigt sehr ähnliches Verhalten wie diejenige von Sorbach, doch ist offensichtlich das Bindemittel weicher und verwitterungsanfälliger. Ziemlich leicht konnten mit Hammer und Meißel Proben entnommen werden, die Bohrlochsprennung zeigte etwas stärkere Wirkung und die Hangneigungen sind wesentlich sanfter und zeigen eine viel stärkere Auflockerung, so daß vom Regenwasser Rinnen herausgewaschen werden können. Die Sulfatverwitterung führte nach dem neunten Eintauchen zur besseren Auflockerung des Bindemittels als beim Material von Sorbach nach 15-maligem Eintauchen erwirkt wurde.

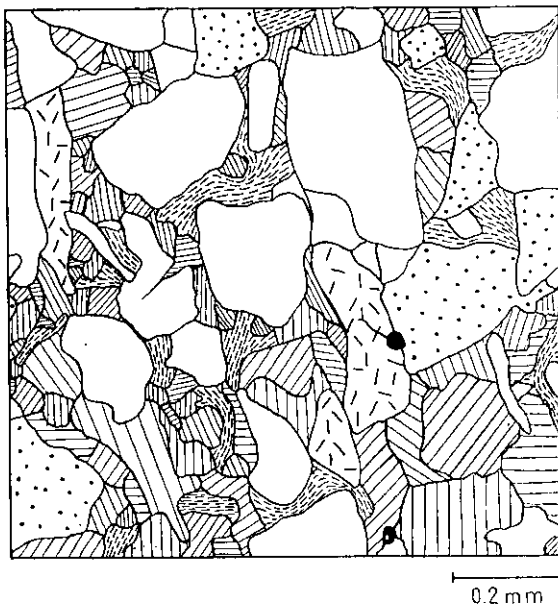


Fig. 12a. Ausschnitt aus Dünnschliff von Bindemittel-Sandstein in Nagelfluh von Frittenbach; schematisiert nach der mineralischen Zusammensetzung, Legende s. Fig. 6a.

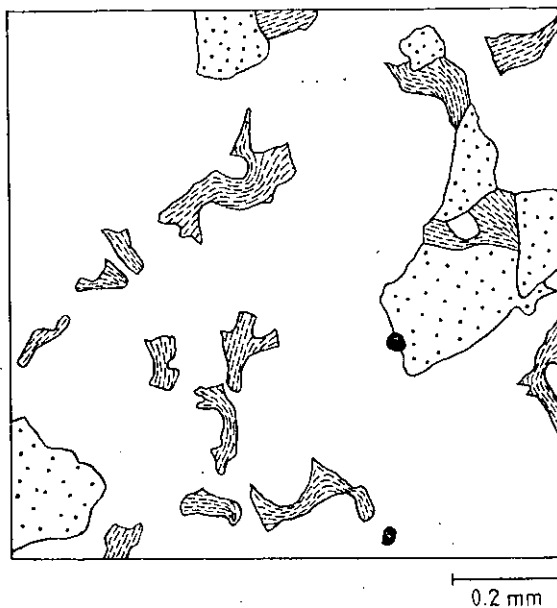


Fig. 12b. Ausschnitt aus Dünnschliff von Bindemittel-Sandstein in Nagelfluh von Frittenbach; grob schematisiert nach Festigkeit der Bestandteile, Legende s. Fig. 6a und b.

c) Goldau

Ort und Zeitpunkt der seismischen Untersuchungen. Im Bergsturzgebiet von Goldau liegen große Blöcke von vielen Kubikmetern Inhalt an der Oberfläche, die aus einem ausnehmend harten Konglomerat bestehen. Es wurden zwei mächtige Blöcke zum Messen gewählt, die in unmittelbarer Nähe beiderseits eines wenig benützten Weges lagen. Dieser Weg zweigt von der Straße Goldau—Steinen bei Pt. 504 des Blattes Lauerz, Nr. 209 des T. A., nach rechts ab, unmittelbar nachdem die Straße die Gotthardbahnlinie mittels Unterführung gekreuzt hat. Die Blöcke liegen 500 m nach der Unterführung (Koord. 685800/211600) und sind in der Landeskarte 1:25000 (Blatt Rigi, Nr. 1151) eingetragen. Der größere Block trägt eine kleine Baumgruppe. Die Messungen wurden am 21. und 22. Juli 1952 ausgeführt.

Stratigraphische Stellung und Genese. Nach BAUMBERGER (1929) ist die «bunte» Riginagelfluh auf Grund von Fossilfinden in der Abrißnische des Goldauer Bergsturzes ins obere Stampien (Chattien) zu stellen, doch fragt sich SPECK (1953), ob zwischen Chattien und unterem Aquitan schon endgültig entschieden werden kann. Durch viel ausgeprägtere Bankung unterscheidet sich die Riginagelfluh in der Genese etwas von der Selinagelfluh bei Eggiwil.

Maximale Überlagerung. Nach SPECK (1953, Tafel 5) ist der Rigiächer von den alpinen Deckenstirnen überfahren worden. Für die Mächtigkeit dieser tektonischen Überlagerung bestehen keine Anhaltspunkte.

Tektonik. Nachdem der Nagelfluhkomplex des Rigiäfers am Ende des Stampiens von älteren Formationen überschoben worden war, wurde er am Ende der alpinen Orogenese seinerseits in der Mächtigkeit von 3 bis 4 km auf das jüngere Vorland aufgeschoben. Am Roßberggipfel weisen seine ursprünglich horizontalen Bänke heute eine Neigung von 30° auf. Die tektonische Beanspruchung kann man sogar an den Blöcken erkennen, indem deren Oberflächen stellenweise durch Scherflächen gebildet sind. Letztere sind Ebenen, die schief zum Lager verlaufen und in denen die Gerölle durchschnitten sind. Vom Bergsturz herrührende Bruchflächen können zwar auch Gerölle durchbrechen, verlaufen aber nicht dermaßen eben.

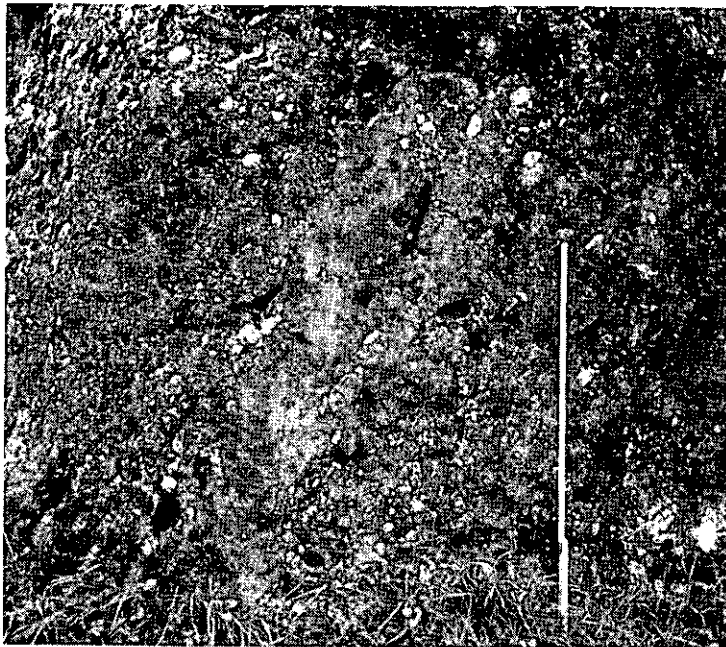


Photo Röhliberger

Fig. 13. Der kleinere der beiden untersuchten Bergsturzblöcke bei Goldau. Ebene, die Gerölle durchschneidende (tektonische) Bruchfläche schief zur Schichtung; links oben unregelmäßige, beim Bergsturz und durch Verwitterung entstandene Oberfläche.

Quartärgeschichte. Neben dem Ereignis des Bergsturzes, der die Blöcke im Jahre 1806 an Ort und Stelle gebracht hat, verlieren die früheren quartären Geschehnisse, wie eine eventuelle Eisbedeckung, ihre Bedeutung. Beim Bergsturz haben sich nach HEIM (1919) 35 bis 40 Millionen Kubikmeter Gestein einige hundert Meter über der Talsohle gelöst und sich über eine Fläche von fast 5 km^2 ausgebreitet. (Nach neuerer Schätzung von KOPP (1936) sind es bloß 10 Millionen Kubikmeter auf 7 km^2 Fläche.) Die Nagelfluhschichten glitten in einer Mächtigkeit von 60 bis 100 m auf ihrer Mergelunterlage ab, wobei die Neigung bloß 20° betrug. — Natürlich sind es die Partien mit besonders gutem Zusammenhalt, die als große einheitliche Blöcke vorliegen.

Aufschlüsse. Beide untersuchten Blöcke lagen in flachem Wies- und Ackerland, aus dem sie nur zum Teil herausragten. (Fig. 13). Die längsten linearen Abmessungen über der Erde betrugen einige Meter, so, daß die Fortpflanzung der Erschütterungen auf Strecken von 3,55 m bis 17,30 m untersucht werden

konnte. Die Verbindungslinien vom Schußpunkt zu den Mikrofonen verlief parallel zum Lager oder schief dazu. Das Lager ließ sich an Sandsteinbänken bei beiden Blöcken leicht erkennen.

Petrographie. Nach volumenmäßiger Bestimmung des Geröllbestandes längs von Geraden handelt es sich beim einen der Blöcke, der dem andern sehr ähnlich ist, um kristallinführende Flyschsandstein-Dolomit-Kalknagelfluh. Detaillierte Auszählungen finden sich bei SPECK (1953), wo auch die stratigraphisch-petrographische Beschreibung der Gerölltypen zu finden ist. Die von SPECK zusammengestellten Auszählungen lassen einen viel kleineren Dolomitgehalt vermuten, als sich bei meiner Bestimmung ergab. Der hohe Dolomitgehalt hat sich aber auch in der Karbonatbestimmung des Bindemittels nach anderer Methode gezeigt. Wie schon RENZ (1937) und auch SPECK festgestellt haben, erweist sich die «bunte» Riginagelfluh von BAUMBERGER als bloß kristallinführend, nicht aber als bunt.

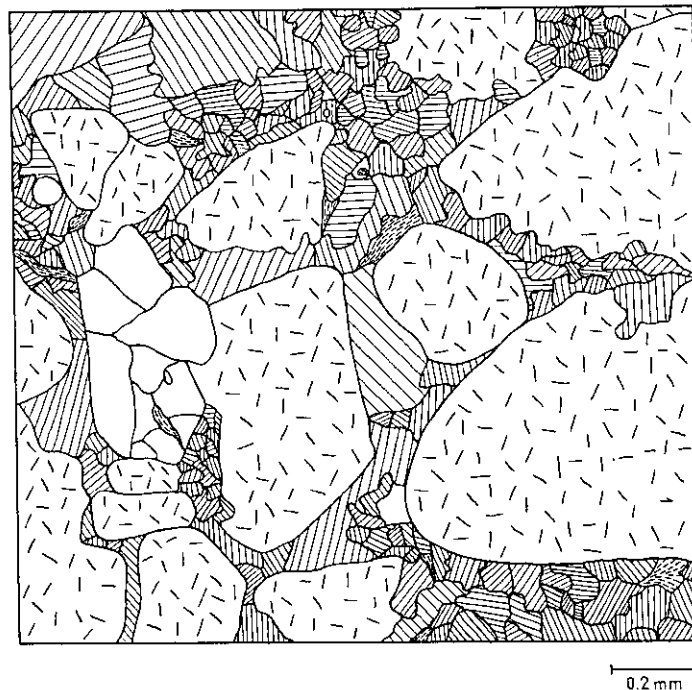


Fig. 14. Ausschnitt aus Dünnschliff von Goldauer Nagelfluh (sehr feinkörnige Partie); schematisiert nach mineralischer Zusammensetzung, entsprechend Fig. 6a.

Die Unterscheidung in Gerölle und Bindemittel läßt sich an der Riginagelfluh weniger natürlich vornehmen als bei den vorher besprochenen Nagelfluhvorkommen. Die Gerölle, die einen hohen Rundungsgrad aufweisen, werden kleiner und kleiner, so daß sich ein großer Teil der Füllmasse zwischen großen Geröllen als Konglomerat im kleinen erweist, in welchem mehrheitlich Feinkies von Kalzit-zement direkt verkittet ist und nur wenig Raum für ein eigentliches Bindemittel in Form eines harten Kalksandsteins bleibt. Im Schliff (Fig. 14) zeigt dieses vereinzelte rundliche und eckige Sandkörner, mehrheitlich Karbonatgesteinsbruchstücke, ineinandergequetscht und durch feinkörnigen karbonatischen Zement verwachsen.

Festigkeit. Bereits aus dem Vorhandensein in kompakten Bergsturzböcken geht hohe allgemeine Festigkeit des Gesteins hervor. Daß dasselbe Material bei zahlreichen Bauten des Gebietes als behauener Mauerstein Verwendung gefunden hat, ist Bestätigung dafür, ebenso das Ergebnis einer Bohrloch-

sprengung. Diese wirkte viel schwächer als an der Nagelfluh des Emmentals und es zeigten sich viele zerbrochene Gerölle über die gesamte Bruchfläche verstreut.

Die Verwitterungsanfälligkeit kann nur gering sein, da an den Blöcken kaum Verwitterungserscheinungen erkannt werden können (höchstens an einzelnen Geröllen). Sulfatversuche wurden keine durchgeführt, da es zum voraus klar war, daß ein großer Teil der Gerölle vor oder mit dem Bindemittel zerfallen würde.

d) Bergholz bei Ebmatingen

Ort und Zeitpunkt der seismischen Untersuchungen. Im Bergholz südlich von Ebmatingen, Kt. Zürich, ebensogut von Zumikon aus erreichbar, wird in der Molasse an mehreren Stellen Kies gewonnen. In der größten Grube (T. A. Blatt Uster, Nr. 212, Koord. 690800/244600) sind umfängliche Aufschlüsse geschaffen worden, an denen am 24. und 25. Juli 1952 einige Geschwindigkeitsmessungen ausgeführt worden sind.

Stratigraphische Stellung und Genese. Für Blatt 226 des T. A., Mönchaltorf, wenige Kilometer im SE, gibt ZINGG (1934) eine kurze Beschreibung der Molasse. Einzig Torton bildet den Felssockel des ganzen Gebietes. ZINGG weist auf die Schwierigkeiten hin, sich fluviatile Kiesschüttungen in den vorkommenden Ausmaßen vorzustellen, wenn die Gefällsverhältnisse ungefähr gleich angenommen werden wie heute. Er ist der Ansicht, daß die Nagelfluhbänke bei größerem Gefälle zur Ablagerung kamen.

Tektonik und maximale Überlagerung. Das Bergholz liegt ungefähr auf der Achse der äußerst flachen Uetliberg-Schauenberg-Synklinale (SCHUPPLI 1952). Jüngere stratigraphische Horizonte der Molasse fehlen in großem Umkreis, weshalb keine Angaben über die maximale Überlagerung möglich sind.

Quartärgeschichte. An der Oberkante der Kiesgrube läßt sich eine dünne Schicht Grundmoräne und Humus erkennen. An einer Stelle war diese abgedeckt worden, worauf typische Gletscherschliffe auf der Konglomeratoberfläche zum Vorschein kamen. Aus ihrer großen Frische zu schließen, sind sie während der Würmvergletscherung entstanden, und zwar ungefähr während des maximalen Gletscherstandes, was sich auf Grund der hohen Lage (670 m ü. M.) ergibt. Da angenommen wird, daß der Pfannenstiel in der Würmeiszeit noch knapp über das Eis emporragte, kann zu dieser Zeit die Eisbedeckung beim Bergholz höchstens etwa 175 m betragen haben. Für den Maximalstand der Rißvergletscherung ergibt sich die ungefähre Eisbedeckung von 400 m durch Interpolation der höchsten durch Moränen belegten Gletscherstände an der Lägern und im Zürcher Oberland.

Aufschlüsse. In der Exkursionsbeschreibung Nr. 11 der «Geologischen Exkursionen» (1946) hat E. FREI das Nagelfluhvorkommen mit Illustration (Fig. 22) beschrieben. Es handelt sich um eine besonders mächtige Nagelfluheinlagerung in der mehrheitlich sandig-mergeligen obern Süßwassermolasse, die auffallend schöne Deltastruktur erkennen läßt. Durch ausgedehnte Kiesgewinnung sind vertikale, horizontale und geneigte Aufschlüsse in vielfacher Kombination geschaffen worden. Die Basis der in gleicher Ausbildung bis zum Scheitel des Hügelzuges reichenden Nagelfluh ist nirgends aufgeschlossen worden, womit sich eine totale Mächtigkeit von mindestens 10 m ergibt. Zur Kiesgewinnung wird die Nagelfluh durch Sprengung gelöst und zerfällt anschließend fast von selbst.

Petrographie. Eine volumenmäßige Bestimmung der Geröllzusammensetzung ergab kristallinarmer Dolomit-Kalknagelfluh. Trotz der generellen Ähnlichkeit mit der Riginagelfluh bestehen aber wesentliche Unterschiede. Gerölle und Bindemittel lassen sich wieder deutlich trennen, da die Grobsandfraktion fast nicht vertreten ist. Zwischen den meist glatt polierten Geröllen und dem Sandstein besteht nur sehr geringe Haftung.

Das Bindemittel besteht aus einem ziemlich porösen kalkreichen Sandstein, der so leicht zerbröckelt, daß kein Dünnschliff hergestellt werden konnte.

Festigkeit. Die Kiesgewinnung beweist zur Genüge, daß kein festes Gestein vorliegt. Trotzdem erhalten sich vertikale Wände über längere Zeit ohne einzustürzen. Vor allem lösen sich die Gerölle vom Sandstein, doch ist auch letzterer so weich, daß die Nagelfluh mit der Spitzhacke zerkleinert werden kann. In der Sulfatverwitterung erwiesen sich einige Konkretionen als sehr resistent. Sie ließen sich nach dem zwölften Eintauchen nur schwer zerdrücken. Jedoch konnte eine größere Menge Sand gleich am Anfang abgesiebt werden.

B. Zusammenstellung petrographischer und physikalischer Daten

1. Sandsteine

In Tabelle I sind die Mittelwerte der Meßresultate an Sandsteinen festgehalten, z. T. mit Ergänzungen aus der Literatur (entsprechende Anmerkungen). Sofern nur eine Messung ausgeführt wurde, handelt es sich um Einzelwerte. Zu jedem Gestein gehören drei Kolonnen. In der ersten findet sich die Anzahl von Bestimmungen, nach denen der Wert in der zweiten Kolonne bestimmt worden ist. Steht A an Stelle einer Zahl, so hat eine Annahme zum Wert in der zweiten Kolonne geführt, bei B eine Berechnung. Eingeklammerten Werten kommt geringere Sicherheit zu. In der dritten Kolonne bedeuten uneingeklammerte Werte die mittlere quadratische Abweichung, kurz Streuung genannt (LINDER 1945, S. 24), eingeklammerte Werte bedeuten die größte Differenz zwischen Einzelwerten (Variationsbreite), wenn zu wenig Einzelwerte zur Berechnung der Streuung vorliegen. Die Bedeutung der Zeilen ist die folgende¹⁾:

1. Bruttodichte $\bar{\rho}$ des trockenen Gesteins [in der petrographischen Literatur, bei Verwendung von gr^* als Gewichtseinheit, als Raumgewicht bezeichnet, γ_e bei VON MOOS und DE QUERVAIN (1948)].
2. Dichte $\hat{\rho}$ des Festmaterials (analog. spez. Gewicht γ_s).
3. Dichte ρ des Systems (analog Raumgewicht des feuchten oder wassergesättigten Gesteins, γ_e^* oder γ_e'). Bei Wassersättigung wurde ρ auf Grund der (absoluten) Porosität n berechnet, sonst war eine Annahme über den Wassergehalt nötig. Bei Ostermundigen (gelb) war nahe der Oberfläche bei bergfeuchtem Gestein ein Wassergehalt von 1 bis 2 Gewichtsprozenten festgestellt worden.
4. Porosität $n = \frac{\hat{\rho} - \bar{\rho}}{\hat{\rho}} \cdot 100$, auch absolute oder wahre Porosität genannt.
5. Scheinbare Porosität n^* . Auf Grund der Wasseraufnahme bei atmosphärischem Druck bestimmte Porosität.
6. Korngröße nach Bestimmung im Schliff.
7. Zusammensetzung: a) Quarz, Quarzit, frische und schwach zersetzte Feldspäte; b) Karbonate (sauber kristallisiertes Bindemittel und Bruchstücke von Kalk und Dolomit); c) Zersetzte Mineralien (stark zersetzte Feldspäte, die meisten dunklen Gemengteile); d) Pelitische Zwischenmasse (z. T. stark karbonatisch, wenn unter 7. b viel weniger Karbonatgehalt als unter 8. angegeben ist); e) Verschiedenes (unzersetzte Glimmer, Epidot, Granat, Erze, usw.).
8. Karbonatgehalt nach Bestimmung im Passon Apparat.
9. Druckfestigkeit an Würfelproben.

¹⁾ Bezeichnungen von Elastizitätskonstanten und Dichte nach GASSMANN (1951 a).

10. Geschwindigkeit der Longitudinalwelle im Feld, kurz v -Wert oder Geschwindigkeitswert genannt,

$$v = \sqrt{\frac{M}{\rho}}$$

11. Geschwindigkeit der Transversalwelle im Feld, $v_t = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$. Beim gelben Stein wurde in einem beschränkten Gebiet mit relativ niedrigem v -Wert das Verhältnis von $v:v_t$ bestimmt samt dessen Streuung und dann der zum höheren Mittelwert von v passende v_t -Wert samt dessen Streuung berechnet. Beim blauen Stein ist das Mittel von zwei Bestimmungen gegeben, die beide auf schlecht erkennbaren Einsätzen beruhen.

12. Longitudinalgeschwindigkeit in trockenen schlanken Stäben $\sqrt{\frac{E}{\rho}}$.

13. Torsionsgeschwindigkeit in trockenen schlanken Stäben $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$.

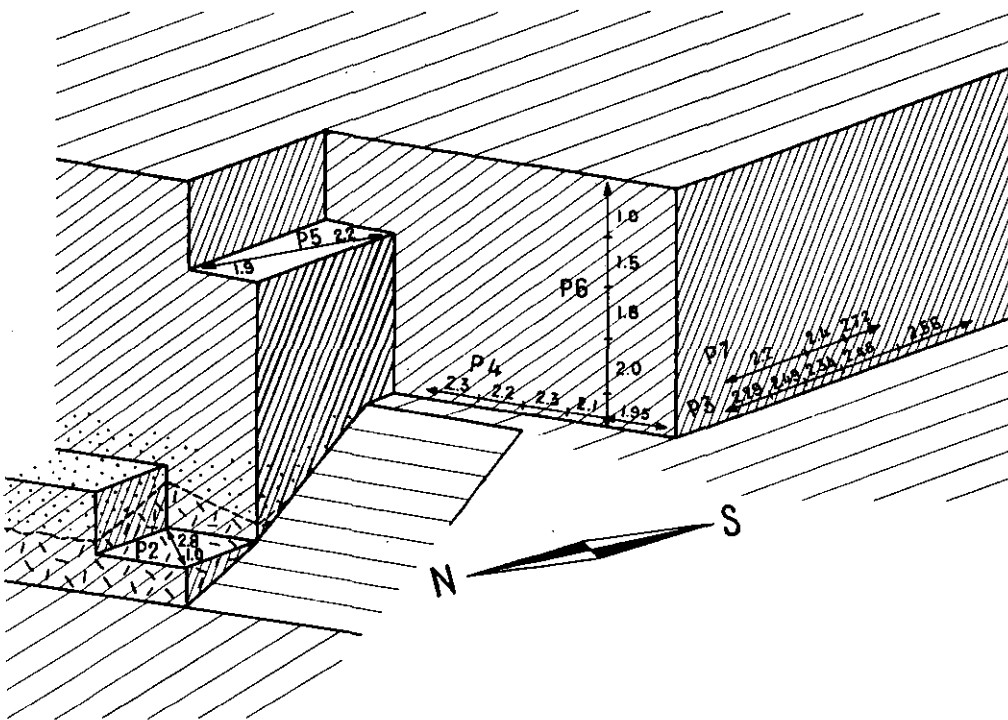


Fig. 15. Ungefähre Lage der seismischen Profile im großen Steinbruch von Ostermundigen, v -Werte in km/sec. Gestrichelte Grenze in der Ecke links unten: Ungefährer Grundwasserspiegel, darüber (punktiert) graue Übergangszone vom gelben zum blauen Sandstein, darunter (richtungslos gestrichelt) blauer, grundwassergesättigter Sandstein.

Für den gelben Sandstein in Ostermundigen wurden die im Feld und im Labor bestimmten Elastizitätsmoduln verglichen. Sie sind in Tabelle Ia angeführt, in Klammer die Streuungen, die größtenteils durch Inhomogenität bedingt sind. In den beiden Tabellen I und Ia muß berücksichtigt werden, daß fünf Stäbe vermutlich aus einer einzigen Platte geschnitten worden waren und daher aus sozusagen identischem Material bestanden. Bei der Berechnung der statistischen Maßzahlen ist diesem Umstand nicht Rechnung getragen worden, weil ohnehin das Untersuchungsmaterial für eine gute Statistik nicht umfänglich genug war.

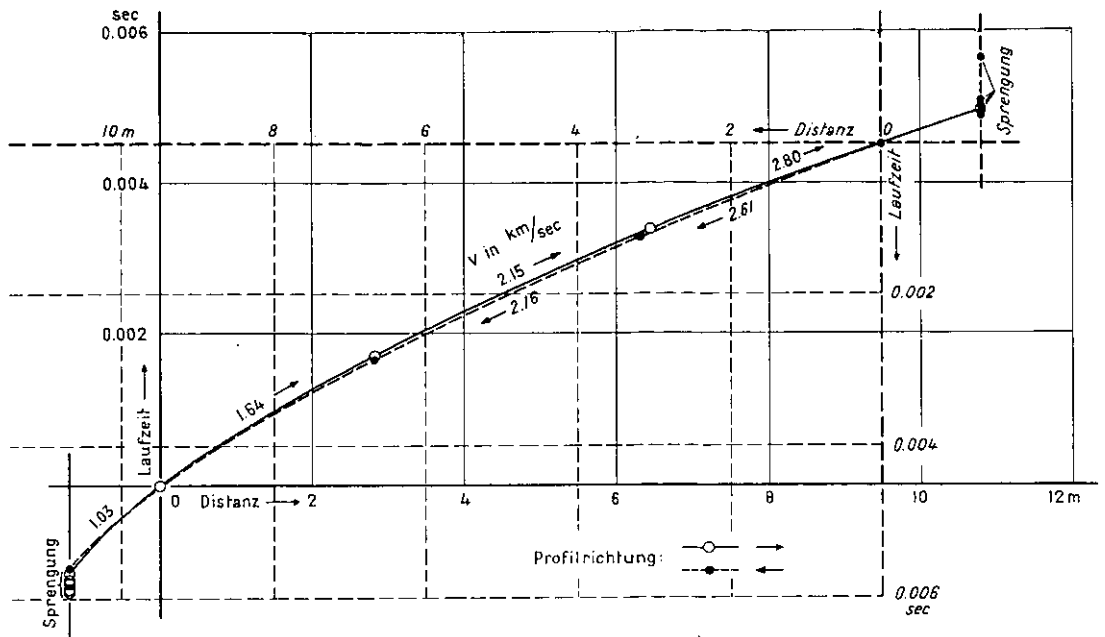


Fig. 16. Gegenläufige Laufzeitkurven von Profil 2, Ostermundigen, zentrosymmetrisch aufgetragen.

Fig. 15 zeigt, wie im Steinbruch von Ostermundigen die Profile gelegt worden waren und wie sich die gefundenen v -Werte über die Gesteinsfläche verteilen. Fig. 16 und Fig. 17 geben graphisch die Laufzeiten längs der beiden Profile 2 und 3. In beiden Fällen sind sie von beiden Profilen aus gemessen

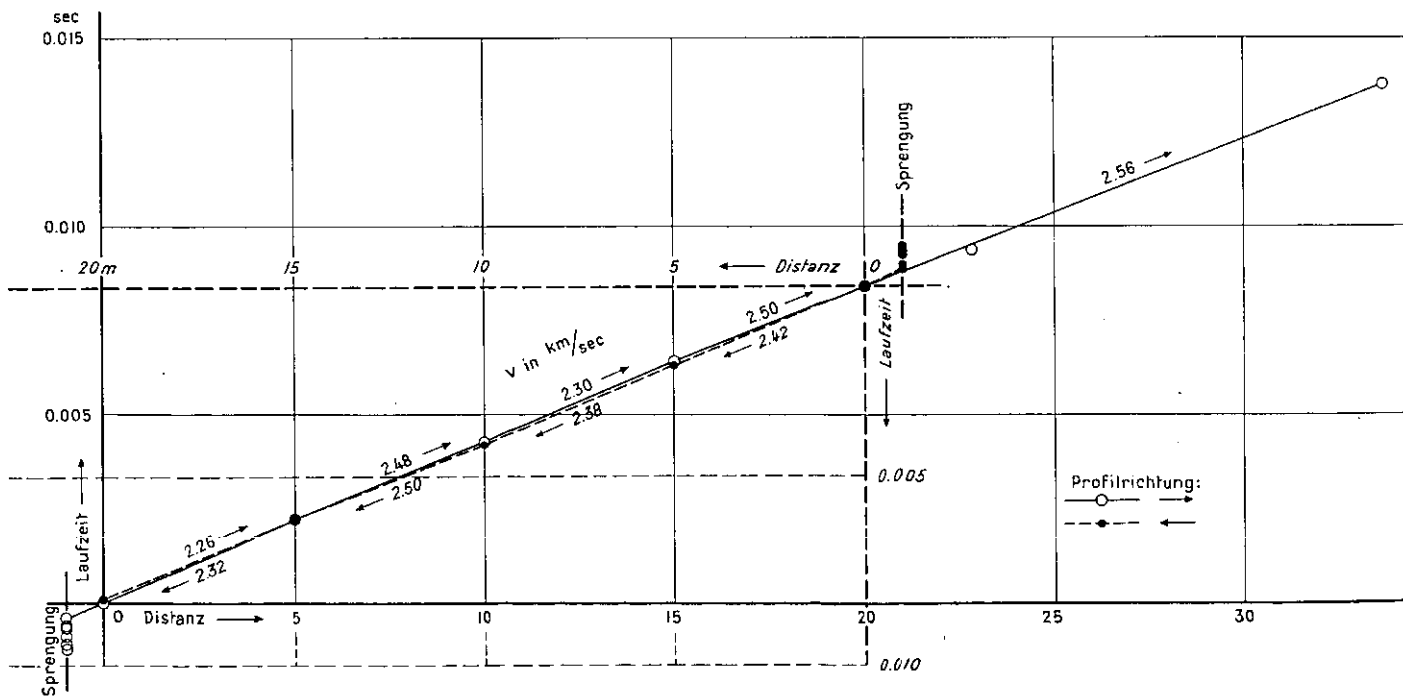


Fig. 17. Gegenläufige Laufzeitkurven von Profil 3, Ostermundigen, zentrosymmetrisch aufgetragen.

Tabelle I: Petrographische und physikalische Daten, Sandsteine

	Ostermundigen gelb			Ostermundigen blau			Bäch			Sorbach Sandsteinlinse		
	Anzahl Mes-sungen	Mittel-wert	In-homo-genität %	Anzahl Mes-sungen	Mittel-wert	In-homo-genität %	Anzahl Mes-sungen	Mittel-wert	In-homo-genität %	Anzahl Mes-sungen	Mittel-wert	In-homo-genität %
1. ρ gr/cm ³	12	2,193	1,0	6	2,218	0,8	2	2,57	(0,5)	7	2,531	0,8
2. $\hat{\rho}$ gr/cm ³	1	2,715	—	1	2,71	—	1	2,74	—	2	2,70	(0,2)
3. ρ gr/cm ³	A	(2,24)	—	B	2,40	—	A	(2,58-2,64)	—	B	2,60	—
4. n %	1	19,5	—	1	18,0	—	1	6,8	—	2	6,4	(0,3)
5. n^* %	1	13,7 ²⁾	—	1	14,5 ²⁾	—	1	4,3 ²⁾	—	—	—	—
6. a) $\frac{1}{2}$ —0,2 mm . . %	1	54	—	—	—	—	1	0	—	—	—	—
b) 0,2—0,02 mm . %	1	46	—	—	—	—	1	100	—	—	—	—
7. a) Quarz usw. . . %	1	45	—	—	—	—	2	45	(1)	1	45	—
b) Karbonat . . . %	1	21	—	—	—	—	2	27,5	(3)	1	22	—
c) Zerlegt . . . %	1	24	—	—	—	—	2	16	(1)	1	13	—
d) Pelit %	1	6	—	—	—	—	2	9	(3)	1	20	—
e) Verschiedenes . %	1	4	—	—	—	—	2	2,5	(0,5)	1	0	—
8. Karbonatgehalt . %	20	21,5	0,9	1	22	—	1	27 ²⁾	—	1	32	—
9. β trocken . kg*/cm ²	1	347 ¹⁾	—	—	—	—	1	1000 ³⁾	—	—	—	—
naß . . kg*/cm ²		218 ¹⁾						700 ³⁾				
10. $v = \sqrt{\frac{M}{\rho}}$ km/sec	14	2,22	8,2	3	3,05	(3,5)	3	4,480	(3,5)	—	—	—
11. $v_t = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ km/sec	B	1,27	8,7	2	(1,20)	(1)	—	—	—	—	—	—
12. $\sqrt{\frac{E}{\rho}}$ km/sec	14	1,795	15	3	1,820	(6)	2	3,34	(10)	2	1,55	(0,6)
13. $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ km/sec	8	1,27	10	3	1,277	(8)	2	2,12	(3)	2	1,16	(1,3)

¹⁾ NIGGLI u. a. (1915).²⁾ DE QUERVAIN und JENNI (1951).³⁾ STRASSENBAU (1942).Tabelle Ia: Youngscher Modul E, Schubmodul μ und Poissonkonstante ν an gelbem Ostermundiger Sandstein

	Feld		Labor Sämtliche Stäbe		Labor Stäbe, an denen E u. μ bestimmt wurden		Labor 5 Stäbe aus dem gleichen Stück	
E	0,900 · 10 ¹¹	(15,3%)	0,707 · 10 ¹¹	(29,5%)	0,785 · 10 ¹¹	(22,7%)	0,890 · 10 ¹¹	(0,9%)
μ	0,326 · 10 ¹¹	(17,5%)	—	—	0,354 · 10 ¹¹	(20,5%)	0,396 · 10 ¹¹	(2,48%)
ν	0,258	(0,0206)	—	—	0,121	(0,186)	0,128	(0,022)

worden. Anstatt die beiden Laufzeitkurven gegeneinander ansteigend auf gemeinsamer Ort- und Zeitachse aufzutragen, ist der Ursprung der einen Kurve in den Endpunkt der andern verlegt worden, wobei Ort- und Zeitachse um 180° gedreht sind. Durch Strichart und Pfeile sind die beiden Profilrichtungen unterschieden. Profil 3 ist nach der einen Seite hin verlängert.

2. Konglomerate

In den Tabellen II und III sind die Mittelwerte der Meßresultate an Konglomeraten in analoger Weise zusammengestellt wie die der Sandsteine in Tabelle I. Tabelle III bezieht sich auf das Bindemittel. Die Kolonnen haben dieselbe Bedeutung wie in Tabelle I, ebenso die vorhandenen Zeilen, deren Nummerierung nach Tabelle I vorgenommen wurde. Auch Tabelle II ist in den Kolonnen und der Zeilennummerierung entsprechend, doch bedürfen einige Zeilen weiterer Erklärungen:

Tabelle II: Petrographische und physikalische Daten, Konglomerate

	Sorbach			Frittenbach			Goldau			Bergholz		
	Anzahl Mes-sungen	Mittel-wert	In-homo-genität %	Anzahl Mes-sungen	Mittel-wert	In-homo-genität %	Anzahl Mes-sungen	Mittel-wert	In-homo-genität %	Anzahl Mes-sungen	Mittel-wert	In-homo-genität %
1. $\bar{\rho}$ gr/cm ³	8	2,619	0,4	B	2,613	—	1	2,69	—	2	2,50	(3)
2. $\hat{\rho}$ gr/cm ³	8	2,706	1,0	B	2,72	—	B	2,74	—	1	2,73	—
3. ρ gr/cm ³	B	2,65	—	B	2,65	—	A	(2,70)	—	A	(2,52)	—
4. n %	B	3	—	B	4	—	B	1,75	—	B	5	—
5. n* %	8	3,2 Risse!	0,6	—	—	—	1	0,83	—	1	5	—
6. a) > 20 mm . . . %	4	50	(10)	1	65	—	3	50	(7)	1	51	—
b) 20—2 mm . . . %	1	22	—	1	10	—	—	—	—	1	25	—
c) 2—0,2 mm . . . %	1	19	—	1	12	—	—	—	—	1	6	—
d) 0,2—0,02 mm . . %	1	7	—	1	10	—	—	—	—	1	14	—
e) < 0,02 mm . . . %	1	2	—	1	3	—	—	—	—	1	4	—
7. a) frisch [zersetzt] %	1	68 [32]	—	1	71 [29]	—	3	~100 [<10]	—	1	91 [9]	—
b) Kristallin . . . %	1	6 [18]	—	1	7 [16,5]	—	3	6 [0]	(3)	1	3 [3]	—
c) Quarzgesteine . . %	1	38 [9]	—	1	34 [8,5]	—	3	6 [0]	(0,4)	1	6 [2]	—
d) Kalk %	1	12 [2]	—	1	22 [3]	—	3	66 [0]	(12)	1	41 [2]	—
e) Dolomit %	1	3 [0]	—							1	40 [2]	—
f) Sandstein %	1	9 [3]	—							1	1 [0]	—
10. $v = \sqrt{\frac{M}{\rho}}$ km/sec	19 9	4,20 5,00	7 1,5	6	3,69	9,8	6	4,11	12	18	0,9 bis 2,0	in-homo-gen

Tabelle III: Petrographische Daten von Bindemittelproben

	Sorbach			Frittenbach			Goldau			Bergholz		
	Anzahl Mes-sungen	Mittel-wert	In-homo-genität %	Anzahl Mes-sungen	Mittel-wert	In-homo-genität %	Anzahl Mes-sungen	Mittel-wert	In-homo-genität %	Anzahl Mes-sungen	Mittel-wert	In-homo-genität %
1. $\bar{\rho}$ gr/cm ³	4	2,57	1,6	3	2,52	(1,2)	2	2,70	(0,6)	2	2,50	(4)
2. $\hat{\rho}$ gr/cm ³	4	2,705	0,5	3	2,71	(0,6)	2	2,79	(0,4)	2	2,74	(0,7)
3. ρ gr/cm ³	B	2,62	—	B	2,59	—	A	(2,71)	—	A	(2,52)	—
4. n %	4	5,1	1,5	3	7,1	(1,0)	2	2,5	(0,8)	2	9	(3,5)
7. a) Quarz usw. . . . %	1	25	—	1	39	—	1	16	—	—	—	—
b) Karbonat %	1	33	—	1	35	—	1	58	—	—	—	—
c) Zersetzt %	1	12	—	1	11	—	1	22	—	—	—	—
d) Pelit. %	1	28	—	1	10	—	1	1	—	—	—	—
e) Verschiedenes . . %	1	2	—	1	5	—	1	3	—	—	—	—
8. a) Karbonatgehalt . %	2	43	(1,5)	1	41	—	1	72	—	1	61	—
b) Dolomitgehalt . . %	2	0	—	1	0	—	1	40	—	1	19	—

1. Die Berechnung beim zweiten Gestein geschah auf Grund der Bruttodichte des Bindemittels (Tab. III) und der Gerölle (Werte aus der Literatur), indem nach den Zeilen 6c bis 6e der Bindemittelgehalt und nach 7 der Gehalt an verschiedenartigen Geröllen berücksichtigt wurde.
2. Die Berechnungen erfolgten aus den Zeilen 1 und 4.

4. Aus der Porosität des Bindemittels und derjenigen der Gerölle, für die ein Mittel von 1% angenommen wurde, ließ sich die Porosität der Nagelfluh angenähert berechnen.
5. Beim ersten Gestein ist die gemessene scheinbare Porosität größer ausgefallen als die berechnete absolute. Die Unstimmigkeit dürfte sich aus der ungenauen Berechnung von 4. oder ebenso wahrscheinlich aus dem Vorhandensein von (künstlichen) Rissen in der untersuchten Probe erklären.
7. Zusammensetzung der Gerölle bis 20 mm Durchmesser. Im Hinblick auf die mechanische Bedeutung sind zersetzte Gerölle, die leicht zerbröckelten, von den frischen abgetrennt worden. Die erste Zeile 7a gibt das Verhältnis von sämtlichen frischen Geröllern zu zersetzten, die folgenden Zeilen geben das gleiche Verhältnis für die verschiedenen Geröllarten. Die Angaben der zwei ersten Gesteine und des letzten sind in Gewichtsprozenten des totalen Geröllgehaltes angegeben. Die Gewichtsprocente können innerhalb der Bestimmungsgenauigkeit den Volumprozenten gleichgesetzt werden. Beim dritten Gestein (Goldau) sind Volumprocente in einer Schnittebene bestimmt worden. Die große Variationsbreite bei Kalk + Dolomit und Sandstein ist aus der undeutlichen Abgrenzung von Sandkalken und Kalksandsteinen gegeneinander leicht verständlich.
10. Beim ersten Gestein sind zwei Werte angegeben, die an zwei getrennten Lokalitäten in 1 km Abstand gemessen wurden.

Zur Ergänzung der petrographischen Charakterisierung sind in Fig. 18 die Summationskurven der Korngrößenverteilung gegeben, während Fig. 19 die Kornform der Gerölle > 20 mm von Frittenbach darstellt. Die Gerölle der übrigen Konglomerate zeigen sehr ähnliche Kornform-Diagramme.

Einige Einzelwerte von seismischen Geschwindigkeiten bei Sorbach sind auf zwei Ortsplänen in Fig. 20 und 21 dargestellt. Beim stark geneigten Profil, das im Plan verkürzt erscheint, sind relative Höhenkoten in Metern angeschrieben.

VI. Diskussion der Resultate

A. Homogenität

1. Kriterien der Homogenität

In den Tabellen I bis III sind bei jedem Gestein in der dritten Kolonne Inhomogenitäten angegeben. Nur die uneingeklammerten Werte stützen sich dabei auf eine Auswahl von Proben und Versuchsstrecken, die einigermaßen repräsentativ sein dürfte. Die Bedeutung der Inhomogenitätswerte ist dann die der mittleren quadratischen Abweichungen s (LINDER 1945, S. 24) von einer Reihe von Messungen an verschiedenen Proben oder Versuchsstrecken. Die eingeklammerten Werte sind Variationsbreiten (LINDER, S. 23) von nur 2 bis 3 Untersuchungen. Sie geben zwar einen gewissen Anhaltspunkt, was für Differenzen gefunden werden können, sind aber so zufällig, daß sie nicht zum Vergleich verwendet werden können.

Die Tabellen I und II zeigen, daß Inhomogenitäten viel deutlicher in der Elastizität zum Ausdruck kommen als in der Dichte. Dazu muß allerdings bemerkt werden, daß die Dichte im gesamten weniger schwankt als die Elastizität und mit größerer Genauigkeit bestimmt werden kann. Doch bleiben die elastischen Inhomogenitäten in unserem Fall größer als die der Dichte, auch wenn sie auf die gesamte, an Gesteinen mögliche Variationsbreite bezogen werden.

2. Statistische Homogenität und beschränkte Inhomogenität

Auffallend ist weiter, daß die Streuungen an Gesteinsstäben viel größer sind als im Feld (Tabelle I, 3. Kolonne, Zeilen 10—13). Dazu trägt sicher die Veränderung bei, die die Gesteinsstäbe durch die Bearbeitung erlitten haben. Es ist aber denkbar, daß die Verschiedenheit der Streuungen zum größten Teil der Verschiedenheit der Dimensionen von Stäben und seismischen Profilen zugeschrieben werden

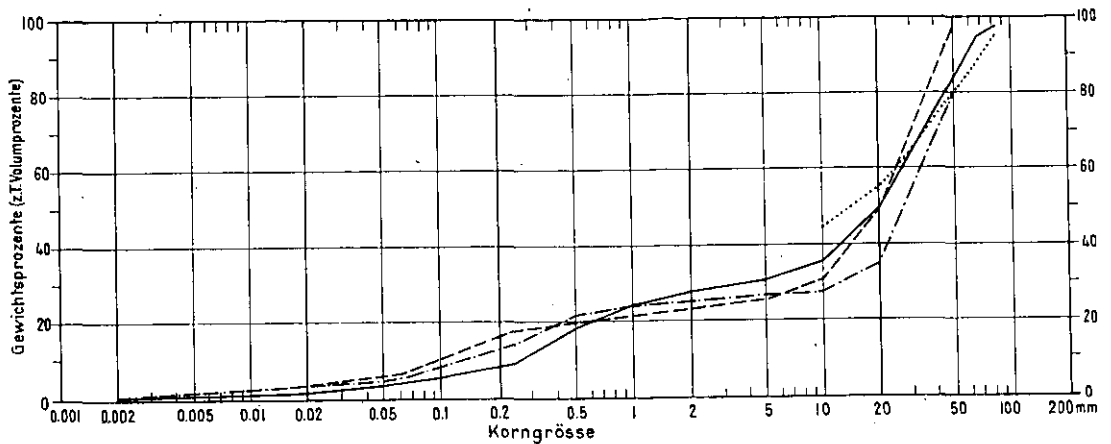


Fig. 18. Korngrößenverteilung einiger Konglomerate; ausgezogen = Sorbach; strichpunktiert = Frittenbach; gestrichelt = Bergholz; punktiert = Goldau.

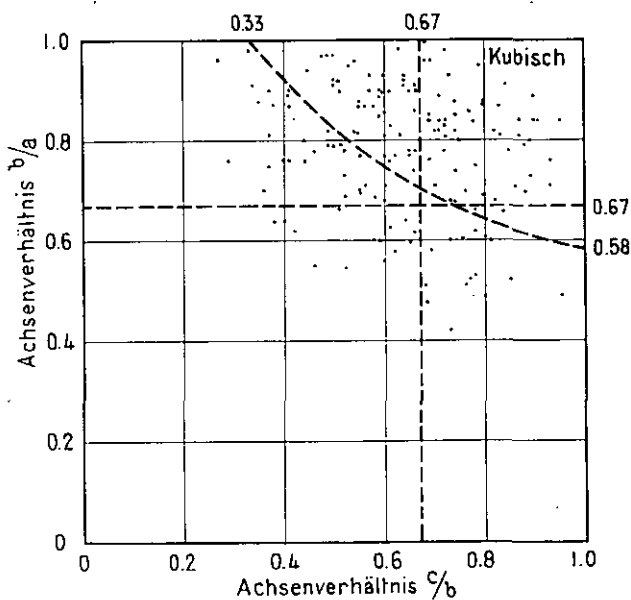


Fig. 19. Kornform der Nagelfluhgerölle von Frittenbach in einem Diagramm nach ZINGG, ergänzt durch Abgrenzungskurve der kubischen Gerölle nach DE QUERVAIN (1953). Diese Kurve ist bestimmt durch $b/a \cdot c/a = \text{konst.} = 1/3$, d. h. $(b/a)^2 \cdot c/b = 1/3$; die auf die Kurve fallenden Projektionspunkte von Geröllen mit gleichem Wert a gehören zu Geröllen mit gleich großem kleinstem Querschnitt, sofern dieser formverwandt, z. B. elliptisch ist.

kann. Ein solcher Effekt läßt sich durch die *statistische Homogenität* erklären, unter der allgemein verstanden wird, daß durch statistische räumliche Verteilung kleiner Bauelemente ein gegenüber diesen Bauelementen sehr großer Körper homogen erscheint. Sind die Testkörper gegenüber den Bauelementen nicht sehr groß, oder werden Messungen mit unbeschränkt großer Genauigkeit ausgeführt, so läßt sich erkennen, daß das untersuchte Material in Wirklichkeit nicht homogen ist. Die Unterschiede in den Messungen werden sich jedoch innerhalb gewisser Schranken halten und um so kleiner sein, je größer die Testproben verglichen mit den Bauelementen sind. Stehen die Unterschiede in den Messungen im Blickfeld, so soll der Begriff der statistischen Homogenität durch den der *beschränkten Inhomogenität* ersetzt werden. Auch die Bezeichnung *statistische Inhomogenität* ist verständlich. In einem konkreten Fall werden bestimmte kleinste Teile als die elementaren Bausteine angesehen werden, beim Sandstein

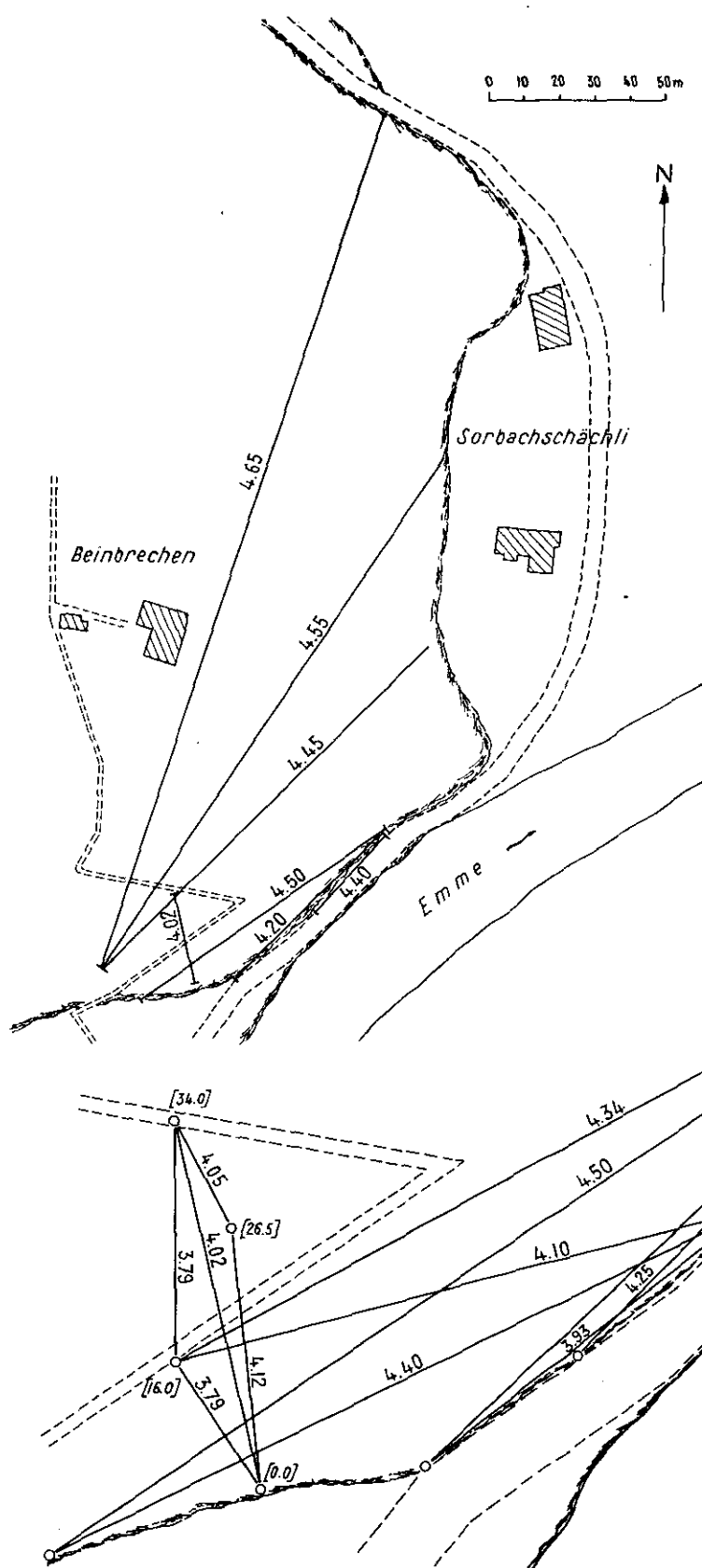


Fig. 20. Übersichtsplan der nördlichen Profile von Sorbach, v-Werte der langen Profile in km/sec.

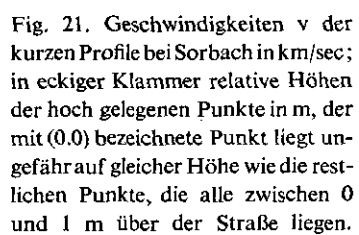


Fig. 21. Geschwindigkeiten v der kurzen Profile bei Sorbach in km/sec; in eckiger Klammer relative Höhen der hoch gelegenen Punkte in m, der mit (0.0) bezeichnete Punkt liegt ungefähr auf gleicher Höhe wie die restlichen Punkte, die alle zwischen 0 und 1 m über der Straße liegen.

z. B. die Sandkörner, die Körner der Kittsubstanz und die Poren. Da, wo diese elementaren Bausteine in rein statistischer Verteilung den Raum erfüllen, könnte von der *einfachen statistischen Inhomogenität* gesprochen werden, der dann die noch zu erwähnende *komplexe statistische Inhomogenität* gegenüberzustellen wäre.

Bei der Kleinheit der elementaren Bausteine im Sandstein müßte sich bei unseren Meßgenauigkeiten Homogenität ergeben. Da ein beträchtliches Maß von Inhomogenität gemessen wurde, ist also der einfache statistische Aufbau mit den genannten Bauelementen nicht verwirklicht. Es formieren sich unterschiedliche Linsen, die ihrerseits als Elemente betrachtet werden können, die ein größeres Ganzes aufbauen, das nun einfachen statistischen Aufbau besitzen kann oder wiederum Element einer noch höheren Einheit ist. In der Natur sind die höheren Bauelemente nicht genau abzugrenzen, da sie keine scharfen Grenzen aufweisen. Aus der Bevölkerungsstatistik könnte für sie der Begriff der «Schichten» übernommen werden, der aber für geologische Zwecke ausnehmend ungünstig ist; es kann sich ebenso gut wie um Schichten um Linsen oder irgendwie geformte Gebilde handeln. Ein Material mit derartigem komplexem Aufbau soll als *komplex statistisch inhomogen* bezeichnet werden. Der Effekt des einfachen und komplexen statistischen Aufbaus ist der, daß sich zwar Einzelproben verschieden verhalten können, daß einer genügenden Anzahl dieser Proben aber ein ganz bestimmter Mittelwert zugeordnet werden kann, der bei statistischer Verteilung der Entnahmestellen von der Probengröße unabhängig ist. (Für verschieden lange Meßstrecken der seismischen Geschwindigkeiten gilt das nicht genau, da die erstankommenden Wellen bei größeren Distanzen vermehrt in Gebieten höherer Geschwindigkeit laufen.) Dagegen wird die Streuung der Einzelmessungen bei kleinen Proben größer sein als bei großen. Dies gilt für die einfache und komplexe statistische Inhomogenität; doch nimmt bei der einfachen die Streuung relativ rasch und gesetzmäßig ab, bei der komplexen viel langsamer und nicht nach einheitlichem Gesetz. Zur vollständigen Beschreibung eines komplex statistisch inhomogenen Materials sollte außer dem Mittelwert das Streuungsmaß (Inhomogenitätsmaß) in Abhängigkeit der Probengröße bekannt sein.

3. Beispiele beschränkter Inhomogenität

Sehr lückenhaft ist die Streuung in Abhängigkeit von der Probengröße am Ostermundigersandstein untersucht worden, und zwar durch Variation der Länge der seismischen Profile. In drei Profilen im gleichen Gestein wurde z. B. aus zwölf Meßstrecken von 5 m Länge eine Streuung von 9% ermittelt, aus sechs 10-m-Strecken eine solche von 7,5%. Der Grad der Inhomogenität erscheint damit sehr hoch, wenn man bedenkt, daß bei den üblichen Auswertemethoden der angewandten Seismik mit konstanten Geschwindigkeiten gerechnet werden muß, wobei wohl selten so homogene Gesteine vorliegen wie im Fall des Ostermundiger Sandsteins.

Die Nagelfluh bei Sorbach zeigt Streuungen von ungefähr gleicher Größe bei etwas längeren Meßstrecken. Eine Streuung von 7% ergab sich bei einem Mittelwert von $v = 4,2$ km/sec aus den höchstens 90 m messenden Profilen von Fig. 21. Dabei ist nur ein beschränktes Gebiet erfaßt worden mit relativ niedrigen v -Werten, die z. T. ein wenig durch oberflächliche Verwitterung beeinflusst sein mögen. Die längeren Profile weiter durchs Innere des Sporns (Fig. 20) zeigen höhere Werte, die zwischen dem längsten und drittlängsten Profil auch wieder um 4–5% variieren. Wollte man diese Geschwindigkeitsdifferenz durch eine oberflächliche Verwitterungsschicht mit niedriger Geschwindigkeit erklären, so müßte diese z. B. bei einer Geschwindigkeit von 2 km/sec 4,2 m Dicke aufweisen, wobei dann dem frischen Gestein $v = 4,85$ km/sec zukäme. Die kurzen Profile beweisen aber, daß oberflächliche Verwitterung in diesem Ausmaß sicher nicht vorhanden ist. Die Streuung kommt daher auch dem frischen

Gestein zu, und das an recht großen Elementen. Diese Annahme bestätigt sich 1 km weiter südlich, wo in einem andern Nagelfluhsborn $v = 5$ km/sec gefunden wurde (zweiter Wert in Tab. II). Die Streuung kleinerer Elemente ist daher (über ein genügend großes Gebiet) wohl noch größer als die in der Tabelle angegebenen 7%.

B. Die Geschwindigkeitswerte der Sandsteine

1. Die einzelnen Werte

FLORIN u. a. (1948) geben an, daß dem Molassesandstein im allgemeinen Geschwindigkeiten von 2,4 — 3,3 km/sec zukommen. Von den in Tabelle I, Zeile 10, mitgeteilten drei Werten fallen gleich zwei außerhalb dieser Schranken: derjenige des gelben Sandsteins von Ostermundigen liegt tiefer, der des Bächer Sandsteins höher.

Mit 2,22 km/sec weist der gelbe Sandstein von Ostermundigen eine für Molasse sehr niedrige Geschwindigkeit auf. Das steht in Einklang mit der hohen Porosität von 18 — 20%. Daß hohe Porositäten niedrige Geschwindigkeiten bedingen, ist schon verschiedentlich festgestellt worden, wobei aber der Porenform große Bedeutung zukommt. In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß im Dünnschliff nur etwa die Hälfte des Porenvolumens erkannt werden kann. Daraus folgt, daß ein wesentlicher Anteil der Poren zu klein ist, um im Schliff sichtbar zu sein. Die Porenoberfläche muß daher außerordentlich groß sein, woraus sich die starke Beeinflussung der Elastizität erklärt, falls die Poren als ausgebreitete Haarrisse gedacht werden. Die starke Abweichung zwischen gelbem und blauem Sandstein hängt auch mit der Porosität zusammen, wird aber besonders zu erklären sein.

Der auffallend hohe Wert des Bächer Sandsteins von 4,48 km/sec läßt sich weniger gut erklären. Mit etwa 7% ist die Porosität nicht besonders niedrig. Doch hat vermutlich die tektonische Beanspruchung zu einer besseren Verkitung geführt, als der Molasse im Durchschnitt zukommt. Einige Messungen im Gebiet der dislozierten Molasse könnten darüber eventuell Klarheit schaffen. Jedenfalls ist es in diesem Zusammenhang interessant, daß REICH (1951) in der Molasse erhöhte Geschwindigkeiten in einer ausgeprägten Störungszone festgestellt hat, die durch Kalzitausscheidungen auffiel. Schon 1945, 1946 und 1949 hat er die gegen den Alpenrand zunehmenden v -Werte tektonisch gedeutet, doch wird seine Auffassung von HEERMANN (1954) nicht akzeptiert (vgl. RÖTHLISBERGER 1955).

Beim vierten Gestein von Tabelle I, der Sandsteinlinse von Sorbach, fehlt leider die Bestimmung der Geschwindigkeit im Feld, da keine anstehende Sandsteinlinse von genügender Größe erreichbar war. Die Bestimmung im Labor an einer von der Stollendeponie herrührenden Probe zeigt einen für das relativ dichte Gestein enorm niedrigen Wert, für den nur die Zerrüttung bei der Sprengung verantwortlich gemacht werden kann, so daß also über die Elastizität des Konglomeratbindemittels auf diesem Wege keine Angaben gemacht werden können.

2. Räumliche Verteilung der v -Werte in Ostermundigen

In Fig. 15 ist schematisch dargestellt, wo die einzelnen Profile im großen Steinbruch gelegt wurden. Wie auf S. 56 dargestellt wurde, geht ein großer Teil der Unterschiede zwischen einzelnen Bestimmungen darauf zurück, daß der Sandstein nur beschränkt homogen ist. Bei anderen Abweichungen lassen sich zwar bestimmte Ursachen vermuten, doch sind wegen der beschränkten Homogenität Beweise nicht möglich.

a) Anisotropie

In den untersten 8 m des Vertikalprofils (6) beträgt die Geschwindigkeit 1,92 km/sec, während sie im gleichen Bereich auf einer Strecke von 10 m im Horizontalprofil (4) 2,05 km/sec beträgt. Eine statistische Auswertung aller auf diesen zwei Strecken vorgenommenen Messungen zeigt, daß mit $t = 3,32$ bei $n = 12$ (LINDER 1945, S. 53 und 140) der Unterschied gesichert ist. Doch kommen gleich große Unterschiede (6,5%) auch zwischen den Werten an horizontalen Profilen vor. Ein eventueller Anisotropie-Effekt ist also nicht größer als das normale Inhomogenitätsmaß bei etwa 10 m Profillänge. (Für längere Profile fehlte der Raum, da gegen oben die Verwitterung störend wirkte.)

b) Entlastung

Am frischen Gestein wurden auf einem Boden, der eben erst durch Abbau freigelegt worden war, in halber Höhe des Steinbruchs Messungen am entlasteten Gestein vorgenommen, Profil (5). Die Geschwindigkeiten liegen zwar unter dem Durchschnitt, aber auch wieder innerhalb der sonst gefundenen Streuung.

c) Grundwasser

Die einzige starke Veränderung der v -Werte, die eindeutig einer bestimmten Ursache zugeschrieben werden kann, wurde im blauen Sandstein am Grundwasserhorizont gefunden. Auf kurzer Distanz steigt in Profil 2 die Geschwindigkeit von 1,64 km/sec auf 2,80 km/sec (Fig. 16), um für größere Profillängen und kurzdistanzige Messungen tiefer im Felsinnern den mittleren Wert von 3,05 km/sec anzunehmen. Die Transversaleinsätze konnten lediglich in zwei Registrierungen undeutlich erkannt werden und ergaben die Transversalgeschwindigkeit $v_t = 1,20$ km/sec. Da aus allen übrigen Daten in Tabelle I hervorgeht, daß sich der blaue Sandstein in trockenem Zustand (außer in der Farbe) kaum vom gelben unterscheidet, ist der große Geschwindigkeitsanstieg besonders bemerkenswert. Der niedrige Wert am vorderen Profilende ist vermutlich durch Verwitterung (Frost!) zu erklären, während der hohe Wert gegen das Bergesinnere der Sättigung des Gesteins mit Grundwasser zugeschrieben werden muß. Daß die Geschwindigkeit durch Flüssigkeitsgehalt in Gesteinen vergrößert werden kann, ist in neuerer Zeit von HUGHES und KELLY (1952) gezeigt worden. Diese haben im Laboratorium Messungen an ein und demselben Gestein bei verschiedenem Wassergehalt unter verschiedenem hydrostatischem Druck ausgeführt und gezeigt, daß, wenigstens bei niedrigem Druck, der Wassergehalt die Geschwindigkeit erhöht, wobei allerdings der maximale Effekt nicht der Sättigung zukommt. Auch aus praktischen Erfahrungen über die Hebung der «Weathering»-Basis bei steigendem Grundwasserspiegel scheint die Erhöhung der Geschwindigkeit bei Wassersättigung gelegentlich beobachtet worden zu sein, wie WIDESS (1952) bemerkt. Aus experimentellen Arbeiten im Labor ging aber, als mit den Messungen in Ostermundigen begonnen wurde, das Gegenteil hervor, besonders deutlich aus der Arbeit von BORN und OWEN (1935). Bei ihnen ergab sich an Sandstein eine 40%ige Senkung des Wertes von $\sqrt{\frac{E}{\rho}}$, woraus sie ähnliche Verhältnisse im Feld ableiteten und daraus ihre Schlüsse zogen. Die selben Ausmaße nahm übrigens die Geschwindigkeitssenkung bei Durchfeuchtung auch bei unseren Labor-messungen an, s. S. 21. Dagegen ist die Übertragung des Ergebnisses vom Labor aufs Feld sicher nicht zulässig. GASSMANN (1951a) hat die theoretischen Grundlagen zur Berechnung des Effektes gegeben, den Grundwasserfüllung in einem porösen Gestein auf die Elastizität ausüben wird. Er hat berechnet, daß für die Longitudinalwellen im wassergesättigten Ostermundiger Sandstein eine Geschwindigkeit von 2,75 km/sec gegenüber derjenigen von 2,3 km/sec im trockenen Gestein zu erwarten ist, also ein

Wert, der unter dem gefundenen liegt. Auf Grund der neueren Auswertung und von geänderten Ansichten über die Art der Porosität muß seine Berechnung etwas abgeändert werden. Die neuen Mittelwerte der seismischen Geschwindigkeiten betragen 2,22 km/sec für die Longitudinalwelle und 1,27 km/sec für die Transversalwelle im bergfeuchten Gestein, von dem die Bruttodichte mit 2,24 gr/cm³ angenommen wird. Unter der Annahme, daß die Feuchtigkeit die Gerüstelastizität im Feld nicht beeinflußt, können auf Grund der etwas geringeren Dichte des trockenen Gesteins die beiden Geschwindigkeitswerte auf 2,24 km/sec und 1,28 km/sec korrigiert werden, die jetzt für trockenes Gestein gelten. Für die maßgebende Porosität soll im folgenden die *wahre Porosität* verwendet werden, die nach Tabelle I 19,5% beträgt. Die von GASSMANN verwendete scheinbare Porosität gibt zwar an, wieviel Wasser das Gestein bei Normaldruck aufsaugt bis Gewichtskonstanz erreicht ist. Beim Ostermundiger Sandstein ist aber auch der Rest der Poren kommunizierend und kann im Vakuum ohne weiteres mit Wasser gefüllt werden. Es wird angenommen, daß im blauen Sandstein, der nie über den Grundwasserspiegel emporragte, ebenfalls sämtliche Poren mit Wasser gefüllt sind und daher die wahre Porosität von 18 bis 20% maßgebend ist. Dafür wird als Kompressionsmodul $\hat{k}$ des Festmaterials ein mittlerer Wert der wichtigsten Mineralien verwendet, der $\hat{k} = 50 \cdot 10^{10}$ c. g. s. betragen soll und dem doppelten Betrag des Durchschnittswertes von Granit entspricht, den GASSMANN verwendet hat. (Nach BIRCH u. a. 1942 kommen dem Kompressionsmodul der wichtigsten Mineralien ungefähr folgende Werte zu: Quarz $37 \cdot 10^{10}$ c. g. s., Kalzit $74 \cdot 10^{10}$ c. g. s., Orthoklas $48 \cdot 10^{10}$ c. g. s., Glimmer $43 \cdot 10^{10}$ c. g. s.). Mit diesen veränderten Annahmen ergibt sich: $k = 6,23 \cdot 10^{10}$ c. g. s., $Q = 9,65$, $\rho = 2,388$ gr/cm³, $v = 2,76$ km/sec und $v_t = 1,25$ km/sec. Auch mit den geänderten Annahmen fällt der resultierende v -Wert um 10% zu niedrig aus. Da es nicht gut angeht, den Kompressionsmodul $\hat{k}$ der Gerüstsubstanz noch höher als $50 \cdot 10^{10}$ c. g. s. anzusetzen, muß eine andere Ursache für die Ungenauigkeit der Berechnung gesucht werden.

Die Berechnung beruhte unter anderem auf der Annahme, daß das trockene Gerüst des blauen und gelben Sandsteins identisch sei. Als Beweis dafür wurden die übereinstimmenden Ergebnisse von Longitudinal- und Torsionsmessungen an Stäben beider Sandsteinarten angesehen, wobei aber das Resultat des blauen Gesteins aus bloß drei Messungen gemittelt wurde. Es wäre denkbar, daß die Übereinstimmung nur zufällig ist und in Wahrheit dem blauen Gerüst ein höherer Wert zukäme als dem gelben. Immerhin haben frühere Biegeschwingungen an anderem Material ebenfalls Übereinstimmung zwischen zwei gelben und zwei blauen Stäben ergeben, und auch die gute Übereinstimmung (4%) zwischen der Berechnung und Messung des v_t -Wertes deuten auf Gleichheit der Gerüstkonstanten. Die Diskrepanz von 10% zwischen gemessenem und berechnetem v -Wert ist vermutlich reell, d. h. eine physikalische Erklärung dürfte existieren, kann aber auf Grund der gemachten Messungen nicht gegeben werden.

C. Die Geschwindigkeitswerte der Konglomerate

1. Die einzelnen Werte

Die Tabellen II und III enthalten die Resultate der Messungen an vier Nagelfluhvorkommen, in denen die Gesteine alle sehr ähnliche Dichte- und Porositätsverhältnisse zeigen. Im Geröllbestand sind zwei Konglomerate sehr quarzreich und zwei sehr karbonatreich, was sich etwas schwächer auch im Karbonatgehalt des Bindemittels zeigt. Auf die Geschwindigkeiten hat die Zusammensetzung aber offenbar kaum einen Einfluß. Sowohl bei einer Quarzit- wie auch bei einer Kalknagelfluh wurden je sehr hohe Geschwindigkeiten gefunden, während die zweite Quarzitnagelfluh eine etwas niedrigere und die zweite Kalknagelfluh eine viel niedrigere Geschwindigkeit aufwies. Die Resultate müssen dahin

ergänzt werden, daß auch die Quarzitnagelfluh bei geringster Lockerung (Verwitterungsrinde) sehr niedrige v-Werte zeigt. Solche zwischen 1 und 2 km/sec wurden an verwitterten Aufschlüssen im Frittenbachgraben gemessen, ferner Werte zwischen 2 und 3 km/sec am Prallhang der Emme bei der Horbenbrücke nördlich von Eggiwil.

2. Diskussion der großen Geschwindigkeitsvariation in Konglomeraten

Während schon am Molassesandstein große Abweichungen nach unten und oben vom bisher bekannten Mittelwert der seismischen Geschwindigkeiten von Molassegesteinen gefunden wurden, so überschreitet nun die Variationsbreite in Konglomeraten bei weitem den für möglich gehaltenen Betrag. Bei niedrigen v-Werten von Schottern angefangen bis hinauf zu solchen von Granit existieren sämtliche Werte in Konglomeraten, wobei vor allem die extrem hohen Werte überraschen. Es soll versucht werden, die extremen Werte mit gewissen Eigenarten des Gesteins in Beziehung zu setzen.

a) Porosität und Verkittung

Zwar treten die höchsten Geschwindigkeitswerte mit den niedrigen Porositäten zusammen auf, und die extrem niedrigen Geschwindigkeiten zeigen sich am Gestein mit der größten Porosität. Aber die nur wenig größere Porosität steht in diesem letzten Fall in gar keinem Verhältnis zum Abfall der Geschwindigkeit. Auch in den Fällen, wo an verwitterten Aufschlüssen sehr viel kleinere Geschwindigkeiten gefunden wurden als am frischen Gestein, kann kaum mit wesentlich vermehrter Porosität gerechnet werden, und die Geschwindigkeit fällt trotzdem auf die Hälfte hinunter. Viel leichter als beim Sandstein läßt sich hier erkennen, in welcher Weise die Geschwindigkeit von der Struktur abhängt. An den angewitterten Konglomeraten ist der Sandstein des Bindemittels noch intakt, jedoch lösen sich die Gerölle vom Bindemittel. Ohne merkliche Volumenvergrößerung ist der Verband in ausgedehnten Flächen gestört. Es zeigt sich hierin auch deutlicher als irgendwo sonst, daß Festigkeit und seismische Geschwindigkeit wenig Gemeinsames haben. Im frischen Gestein sind die Gerölle mit dem Bindemittel verbunden, so daß der Verband beim Durchgang seismischer Wellen nicht gestört wird. Dazu genügt schon ganz geringe Verkittung, die Geschwindigkeit ist trotzdem hoch, wenn die Gerölle und der Sandstein des Bindemittels hohe Geschwindigkeit ermöglichen. Die Festigkeit kann wegen der schlechten Haftung vom Bindemittel an den glatt geschliffenen Geröllen trotzdem sehr gering sein.

Bei allen untersuchten Konglomeraten war die Porosität relativ gering. Es war von einigem Interesse, festzustellen, wie weit die geringe Porosität durch günstige Kornverteilung der Gerölle und des Grobsandes, wie weit durch lückenlose Auffüllung der Hohlräume mit feinkörnigerem Kitt zustande kommt. Bei der Herstellung von Beton stellen sich ähnliche Probleme. Ein Beton ist besonders gut, wenn das Kies-Sandgemisch möglichst gute Raumerfüllung mit möglichst kleiner Kornoberfläche verbindet. Es sind spezielle Normen aufgestellt worden, nach denen die Korngemische hergestellt werden. Eine von der EMPA mitgeteilte günstige Summationskurve ist in Fig. 22 mit der Summationskurve der Nagelfluh von Sorbach verglichen. Im großen ganzen herrscht sehr gute Übereinstimmung, nur handelt es sich beim Konglomerat um sogenannte unstetige Körnung. Auch bei Beton kommen solche Korngemische zur Anwendung, wobei die Regel befolgt wird, daß die Teilflächen, die zwischen den Kurven der stetigen und unstetigen Körnung liegen, oberhalb und unterhalb der Kornkurve ungefähr gleich groß sein sollen.

In Fig. 22 ist das recht gut verwirklicht. Es ist typisch, daß die härteste Nagelfluh mit geringster Porosität und größtem v-Wert die geringste Abweichung von der Normkurve aufweist. Die Dichte der Konglomerate ist allgemein größer als die von Beton, die Porosität geringer. Das karbonatische Binde-

mittel erfüllt als dichtes Mosaik die Hohlräume im Konglomerat besser als der Zement im Beton. Dabei beteiligen sich oft recht große eckige Körner an der Bildung des dichten Mosaiks, so daß in der Summationskurve auch Sandpartikel zum Bindemittel gezählt werden sollten. Nicht so in Beton.

b) Deutung der hohen Werte in Konglomeraten

Die beiden Vorkommen, wo besonders hohe v -Werte gemessen wurden (Goldau und Sorbach), unterscheiden sich grundsätzlich. Die feste Kalknagelfluh von Goldau zeigt ein so einheitliches dichtes Gefüge, das in allen Korngrößen zu einem großen Prozentsatz aus Kalk und Dolomit aufgebaut ist, daß es nicht erstaunen kann, wenn weitgehend die Eigenschaften eines massigen Kalksteins oder Dolomits resultieren. Anders bei Sorbach. Die Trennung in Gerölle einerseits, und Sandstein, der erstere zusammenkittet andererseits, ist deutlich. Die elastischen Eigenschaften von Bindemittel und Geröllen sind im allgemeinen sicher verschieden, wobei sich die Elastizität der verschiedenartigen Gerölle innerhalb weiter Schranken bewegen kann. Daraus resultiert ein komplizierter Mischkörper, dessen Eigenschaften sich aus denjenigen der Komponenten berechnen lassen sollten. BRUGGEMAN (1937) hat sich mit der

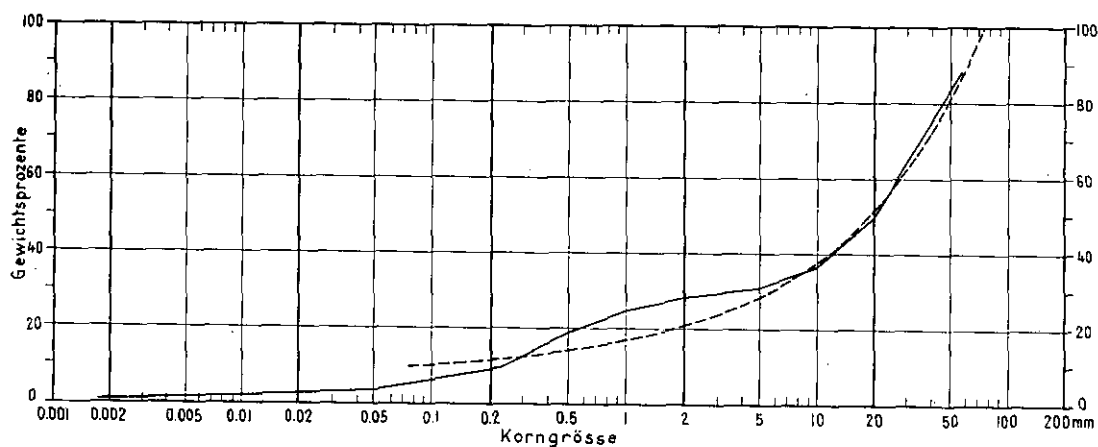


Fig. 22. Gegenüberstellung der Kornverteilung von Sorbach (ausgezogene Linie) und einer günstigen Kies-Sandmischung für Beton (gestrichelt), in der die Korngrößen über 0,075 mm prozentual nach der Formel $p = 20 \left(\frac{d}{D} + 4 \sqrt{\frac{d}{D}} \right)$ vertreten sind; D = größter, d = beliebiger Durchmesser.

Berechnung elastischer Konstanten von Mischkörpern auseinandergesetzt. Die Berechnung der Moduln der porphyrischen Körper, d. h. eines Gemisches, in dem Kugeln der einen Substanz in eine Grundmasse aus einer zweiten Substanz eingestreut werden, hat nach den folgenden Formeln zu geschehen, in denen die Elastizitätszahlen des Mischkörpers mit keiner Markierung versehen werden, während diejenigen der eingestreuten Substanz einfach gestrichen und diejenigen der Grundsubstanz zweifach gestrichen werden. An Stelle der Moduln werden deren reziproke Werte verwendet: $\kappa = \frac{1}{k}$, $g = \frac{1}{\mu}$. Die Größe δ' bedeutet den Anteil der Einstreuung am Gesamtvolumen. Aus

$$1 - \delta' = \frac{g' - g}{g' - g''} \sqrt{\left(\frac{g''}{g} \right)^2}$$

kann g in Abhängigkeit der Einstreuung δ' gefunden werden, worauf sich auch κ in Abhängigkeit von δ' aus

$$\frac{1 - \delta'}{\kappa - \kappa'} = \frac{1}{\kappa'' - \kappa'} + 4 \int_0^{\delta'} \frac{d\delta'}{4\kappa' + 3g}$$

berechnen läßt. BRUGGEMAN hat gezeigt, daß sich die auf diese Weise ermittelten Werte erheblich von einfachen Mittelwertbildungen unterscheiden können.

Nach den Formeln von BRUGGEMAN ist die resultierende Geschwindigkeit berechnet worden, wenn Quarzitgerölle in einen Sandstein eingestreut werden. Es ist dabei angenommen worden, daß die verwitterten Gerölle zum vornherein zum Sandstein geschlagen werden können. Es bleiben dann nach Tabelle II nur noch 34% Gerölle, wobei 19% Quarze und Quarzite sind. Die kristallinen Gerölle und Hartsandsteine machen zusammen 7,5% aus, ebenso die Kalke und Dolomite. Wegen der zu erwartenden elastischen Ähnlichkeit der beiden ersten Gesteine mit dem Bindemittelsandstein wurden sie ebenfalls zu diesem geschlagen, ebenso schließlich die geringe Menge der übrigbleibenden Kalke und Dolomite. Die unbekannte Geschwindigkeit im Bindemittelsandstein wurde einfach entsprechend hoch angesetzt.

Die schwierigsten Annahmen, die zur Berechnung getroffen werden mußten, betrafen die Elastizitätskonstanten des Bindemittels und diejenigen des Quarzites. Für ersteres wurde eine Geschwindigkeit im Feld von 3 und 4 km/sec angesetzt mit einer Poissonkonstanten wie in Ostermundigen im Feld, nämlich mit $\nu = 0,26$. Die Dichte wurde mit $2,65 \text{ gr/cm}^3$ angenommen. Die Elastizität von Quarziten ist an

zwei Bohrkernen durch Resonanzschwingungen an Stäben gemessen worden. Es ergab sich $\sqrt{\frac{E}{\rho}} = 5,4 \cdot 10^5 \text{ cm/sec}$ und $4,8 \cdot 10^5 \text{ cm/sec}$, $\rho \cong \bar{\rho} = 2,637$ und $2,625 \text{ gr/cm}^3$, $\nu = 0,00$ und $0,08$, wobei aber die Torsionsschwingung nur schwer zu erzeugen war. Bei Verkittung der beiden leicht unterschiedlichen Stäbe ergaben sich günstigere Verhältnisse zur Messung. Bei Annahme eines homogenen Stabes dieser

Länge ergab sich $\sqrt{\frac{E}{\rho}} = 5,034 \cdot 10^5 \text{ cm/sec}$, $\nu = 0,00$. Zum Vergleich sei erwähnt, daß $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ in diesem Fall $3,77 \cdot 10^5 \text{ cm/sec}$ betrug, was ein um bloß 6% niedrigerer Wert ist als ihn BIRCH (1943) an einem

Quarzit der Dichte $2,647 \text{ gr/cm}^3$ gefunden hat. BIRCHs Messung von $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = 4,031 \cdot 10^5 \text{ cm/sec}$ erfolgte

in der Hochdruckkammer unter hydrostatischem Druck von 3000 kg/cm^2 . Die Elastizität eines Quarzaggregates läßt sich angenähert auch nach VOIGT (1928, Formeln S. 962f., Elastizitätszahlen S. 754) berechnen. BRUGGEMAN hat 1930 gezeigt, daß bei großer Anisotropie die VOIGTsche Berechnung eine zu grobe Annäherung bedeutet. Er hat bei isotropen Metallaggregaten aus Kristallen des hexagonalen und kubischen Systems Moduln E und μ gefunden, die bei VOIGT um 10 bis 20% zu hoch ausfallen. BRUGGEMAN teilt in seiner Arbeit die zur exakten Berechnung nötigen Hilfsgrößen des hexagonalen und kubischen Systems mit, nicht aber die zur Berechnung des Quarzaggregates nötigen Hilfsgrößen des trigonalrhomboedrischen Systems. Der Aufwand zur genauen Berechnung des Quarzaggregates wäre hier in keinem Verhältnis zur Verwendungsart der Resultate gestanden, weshalb die Berechnung nach

VOIGT vorgenommen wurde. Die VOIGTSche Theorie ergab: $\sqrt{\frac{E}{\rho}} = 6,13 \cdot 10^5 \text{ cm/sec}$, $\bar{\rho} = \rho = 2,654 \text{ gr/cm}^3$ und $\nu = 0,068$. Auf Grund von Messung und Berechnung wurden zwei Annahmen für Quarzit getroffen, entsprechend Geschwindigkeiten der Longitudinalwelle im Feld von $5,2 \text{ km/sec}$ und $6,15 \text{ km/sec}$ mit $\nu = 0,075$ und $0,068$ und in beiden Fällen mit $\rho \cong \bar{\rho} = 2,65 \text{ gr/cm}^3$. Die zweite Annahme dürfte einem nie verwirklichten Extremfall entsprechen.

In Fig. 23 sind drei Kurven dargestellt, die den Effekt von Quarzeinstreuung bis zu 50% (Volumprozenten) in Sandstein angeben. Durch Kreuze sind bei einem Quarzitgehalt von 20% die im Feld gemessenen Geschwindigkeiten markiert. Es zeigt sich deutlich, daß die hohen Geschwindigkeiten nach BRUGGEMANS Theorie nicht erklärt werden können, ohne daß enorm hohe Geschwindigkeiten im Bindemittel und den zersetzten Geröllen angenommen werden. Es ist aber viel wahrscheinlicher, daß die *Berührung der Gerölle* eine wesentliche Rolle spielt. Die Ausmessung derselben hat ergeben, daß im Mittel 0,9% der Gerölloberflächen miteinander in Berührung stehen, wobei sich die Gerölle mit der längsten Achse $> 5 \text{ cm}$ nicht anders verhalten als die mit längsten Achsen zwischen 2 und 5 cm.

D. Diskussion der Methoden

1. Zur Vergleichung von Feld- und Labormethoden

Auf S. 21 ist gezeigt worden, daß die Bearbeitung den Sandstein sicher verändert, d. h. daß exakte Übereinstimmung zwischen Feld- und Laborresultaten nicht erwartet werden kann. Die recht gute Übereinstimmung zwischen einzelnen Laborwerten und Feldwerten der Elastizitätsmoduln in Tabelle Ia

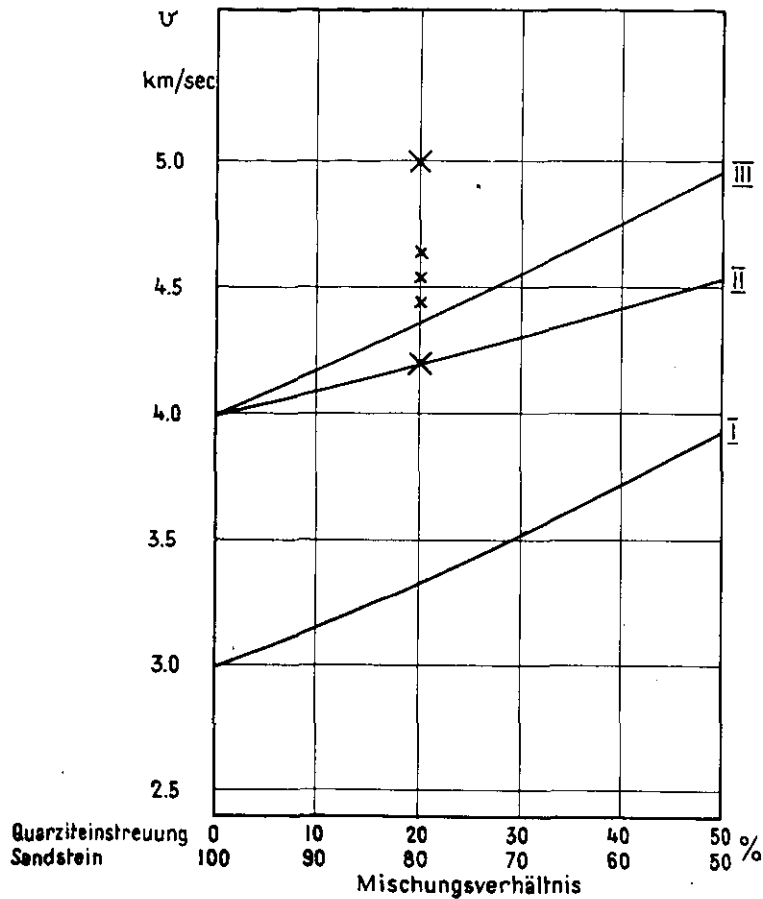


Fig. 23. Geschwindigkeit elastischer Longitudinalwellen in Kugelporphyren: Quarzit in Sandstein. Der Berechnung der Kurven I—III zugrunde liegende Größen:

	$\frac{v'}{v''}$ km/sec	$\frac{v'}{v''}$	$\frac{k'}{k''}$ 10^{11} c. g. s.	$\frac{\mu'}{\mu''}$ 10^{11} c. g. s.	$\rho' = \rho'' = \rho$ gr/cm ³
I	5,2 3,0	0,075 0,26	2,78 1,35	3,30 0,772	2,65
II	5,2 4,0	0,075 0,26	2,78 2,40	3,30 1,37	2,65
III	6,15 4,0	0,068 0,26	3,84 2,40	4,67 1,37	2,65

Kreuze: im Feld gemessene v-Werte.

darf nicht darüber hinwegtäuschen; bei einem großen Teil der Stäbe handelte es sich offenbar um ausgewähltes Material, d. h. solches mit hohen Modulwerten (s. letzte Kolonne). Bei Berücksichtigung des gesamten Untersuchungsmaterials fällt die Senkung von E auf, während μ in Feld und Labor übereinstimmt (entsprechend $\sqrt{\frac{E}{\rho}}$ und $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ in Tabelle I). Damit verknüpft ist eine Senkung von v . Es ist leicht verständlich, daß sich das durch die Probeentnahme gelockerte Material im Stab gegenüber der verschiedenartigen Beanspruchung der Longitudinal- und Torsionsschwingungen verschieden verhält. Im ersteren Fall wird das Material außer auf Druck auf Zug beansprucht, wo sich Haarrisse besonders stark auswirken können, während im zweiten Fall bei der Torsion eine solche Unterscheidung der beiden Auslenkungsrichtungen nicht existiert und durch die Deformation unabhängig vom Drehsinn Haarrisse eher geschlossen werden. Falls aus Stabmessungen Schlüsse auf das elastische Verhalten eines Gesteins im Feld gezogen werden sollen, erscheint es also gegeben, vom Schubmodul μ auszugehen. Werden mit dem in Ostermundigen gefundenen Feldwert der Poissonkonstanten von $\nu = 0,26$ aus $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ (in Tabelle I, Zeile 13) die Geschwindigkeiten der betreffenden Gesteine im Feld gerechnet, so ergibt sich:

	berechnet	im Feld gemessen (oder vermutet)
Ostermundigen gelb	2,22 km/sec	2,22 km/sec
Bäch	3,7 km/sec	4,48 km/sec
Sorbach Sandsteinlinse	2,02 km/sec	(3—4 km/sec)

Die Übereinstimmung ist nur bei Ostermundigen gut; bei Bäch läßt sie schon sehr zu wünschen übrig. In der Sandsteinlinse von Sorbach konnten zwar keine Feldmessungen ausgeführt werden, doch mußte für den Sandstein, der dem Bindemittel ähnlich ist, v mindestens mit 3 — 4 km/sec angesetzt werden. Die sehr schlechte Übereinstimmung kann darauf zurückgeführt werden, daß die Sandsteinprobe aus dem durch Sprengung zerrütteten Stollenauswurf gewonnen wurde.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß es nicht möglich war, durch Labormessungen den für oberflächennahe Gesteine gültigen v -Wert zu ermitteln (vgl. OLIPHANT 1950).

2. Zur Homogenitätsprüfung

Die Untersuchung mit kurzen Meßstrecken von 5 — 10 m im Feld hat wesentliche Fortschritte zur Messung des Inhomogenitätsgrades sogenannter homogener Gesteine gebracht. Neuere in der Materialprüfung und zur Bohrlochmessung auf Ölfeldern verwendete Meßgeräte bieten indessen die Möglichkeit, die Meßstrecken noch wesentlich zu verkürzen. Für eine umfassende Homogenitätsprüfung müßte eine handliche Apparatur geschaffen werden, die das Bestimmen sehr vieler Werte in kurzer Zeit gestatten würde, wobei möglichst kurze Meßstrecken neben größeren angängig wären und der Meßfehler nicht viel über 1% liegen würde.

3. Günstige Meßstellen

Wie zu erwarten war, sind die günstigsten Aufschlüsse in Steinbrüchen gefunden worden. Die Felswände in Schluchten und Tobeln eigneten sich zum Teil gut, zum Teil gar nicht. Auch wenn nur eine relativ dünne Oberflächenschicht von der Verwitterung stark gelockert ist, werden genaue Messungen unmöglich. Durch das lockere Material werden nicht bloß die Laufzeiten verlängert, wofür schließlich Korrekturen angebracht werden könnten, aber auch die Frequenzen werden so enorm erniedrigt, daß keine scharfen Einsätze mehr erhalten werden können.

Glücklicherweise hat sich aber gezeigt, daß sich eine andere Art von Aufschlüssen, die große Verbreitung hat, vorzüglich zu Geschwindigkeitsmessungen eignet. Es sind das die Felssohlen von Bacheinschnitten. Offenbar verhindert das fließende Wasser jegliche Frostverwitterung und führt, wie man sich am meist vorhandenen Kalksinter leicht überzeugen kann, in der Regel eher zu Kalkverkrustung als zur Auslaugung des unterliegenden Gesteins. Für ausgedehntere Untersuchungen kämen daher in erster Linie Bacheinschnitte am Anstehenden in Frage, die aber nur mit Hilfe einer tragbaren Apparatur sinngemäß bearbeitet werden könnten.

4. Ergänzende Messungen

Mit einer einzigen Ausnahme konnte am Anstehenden nur die Geschwindigkeit der Longitudinalwellen gemessen werden. Für eine zweckmäßige Deutung der v -Werte unter verschiedensten Bedingungen wäre es von unvergleichlichem Vorteil, wenn auch die v_t -Werte der Transversalwellen erfaßt werden könnten. Die Ausdehnung der Untersuchungen auf deutlich anisotrope Gesteine (Gesteine mit Paralleltextur: Schichtung oder Schieferung) wäre von besonderem Interesse, verlangt aber, daß spätere Einsätze und wenn möglich Schwingungsrichtungen erkannt werden könnten.

VII. Theoretische Grundlagen zur Korngrößenbestimmung aus Anschliff, Dünnschliff und Bohrkern

A. Einleitung

Im folgenden sollen die Beziehungen dargestellt werden, die zwischen der Korngrößenverteilung eines Kugelgemisches einerseits und der Kreisgrößenverteilung in einer ebenen Schnittfläche bzw. der Größenverteilung von Schnittstrecken längs einer Geraden andererseits bestehen. Durch entsprechende Wahl der Längeneinheit läßt sich die Theorie ebensogut auf die Verhältnisse in einem Dünnschliff anwenden, wie auf diejenigen in einem wirklichen oder fiktiven Anschliff an einem Konglomerat. Auch ein Bohrkern aus einem festen Konglomerat kann zur Korngrößenbestimmung verwendet werden. Das Problem stellt sich in ähnlicher Form in verschiedenen Wissensgebieten und ist auch gelegentlich bearbeitet worden, ohne daß die mitgeteilten Lösungen allgemein in die Lehrbücher Eingang gefunden hätten. Aus diesem Grunde, und weil die einzelnen Arbeiten in den verschiedensten Fachzeitschriften und in verschiedenen Sprachen publiziert worden sind, kann man nicht hoffen, sie in ihrer Gesamtheit auffinden zu können. Von geologisch-petrographischer Seite liegen z. B. Arbeiten von HAGERMAN (1924)¹⁾, KRUMBEIN (1935; KRUMBEIN und PETTJOHN 1938), VUAGNAT (1949), GREENMAN (1951 b), ROSENFELD u. a. (1953), MÜNZNER und SCHNEIDERHÖHN (1953)²⁾ und PACKHAM (1955) vor, von biologischer Seite solche von WICKSELL (1924, 1925, 1926), von metallurgischer Seite ein Artikel von JOHNSON (1946), und von glaziologischer Seite wird das Problem von SELIGMAN (1949) gestreift. VUAGNAT hat erstmals die Arbeiten von HAGERMAN, KRUMBEIN und WICKSELL zusammengefaßt und in praktischer Hinsicht ergänzt, vor allem indem er darauf hinweist, daß sich im Dünnschliff Sehnen besser messen lassen als Durchmesser. 1950 und 1951 kommt eine Diskussion in Gang zwischen CHAYES (1950a, 1951), KRUMBEIN (1950) und GREENMAN (1951a), ob KRUMBEINS Vergleich von Experiment und Theorie (1935) sinnvoll sei, wobei das Problem der Kornform gestreift wird. CHAYES (1950b) beschreibt außerdem eine spezielle Meßtechnik für die Dünnschliffuntersuchung und GREENMAN (1951b) stellt die Theorie in geschlossener und erweiterter Form für eine bestimmte Meßmethode zusammen. MÜNZNER und SCHNEIDERHÖHN (1953) beschreiben eine praktische Methode zur Auswertung von Sehnenmessungen. ROSENFELD, JACOBSEN und FERM (1953) vergleichen die mit GREENMANS Methode erhaltenen Resultate mit den Siebkurven desselben Materials. PACKHAM (1955) beschreibt eine für diesen Vergleich besser geeignete Methode und prüft sie im Experiment.

¹⁾ Die Literatur zu Kap. VII ist auf S. 91 zusammengestellt.

²⁾ Enthält weitere Literaturzitate.

Die vorliegende Darstellung war nahezu abgeschlossen, als mir die erwähnten Arbeiten zu Gesicht kamen. Um die Einheitlichkeit zu wahren, soll sie ohne Kürzung mitgeteilt werden, obschon das Vorgehen zur Lösung des Problems nur z. T. neu ist. Am Schluß der einzelnen Abschnitte soll jeweils kurz auf die früheren Arbeiten verwiesen werden, sofern praktische Anwendungen zur Diskussion stehen oder Verfahren angegeben werden, die hier nicht enthalten sind. Die Grundformeln lassen sich jeweils nicht direkt vergleichen, da mit Ausnahme von PACKHAM (1955) den andern Arbeiten normierte Verteilungen der Anzahl Kugeln mit Radien zwischen ρ und $\rho + d\rho$ zugrunde liegen, während hier und bei PACKHAM die volumenmäßige Verteilung (ausgehend von der Summationsdarstellung) verwendet worden ist.

Im folgenden ist für die Körner bzw. Gerölle die Annahme zu treffen, daß sie Kugelgestalt besitzen. Bei der mathematischen Behandlung ist vom Kugelgemisch auszugehen, indem im Raume ein Gemisch von Kugeln, die sich gegenseitig nicht durchdringen, als gegeben angenommen wird. Der Radius einer beliebigen Kugel sei ρ , wobei keine kleineren Kugelradien als r und keine größeren als R vorkommen: $r \leq \rho \leq R$. (Das Problem der Kornform ist von WICKSELL (1926) für Ellipsoide gelöst, von GREENMAN (1951) allgemein in die Diskussion einbezogen worden.

Das Kugelgemisch läßt sich durch eine Summationskurve darstellen (Fig. 25), wobei die Ordinate angibt, wie viele Volumprozent der Körner kleiner sind als die in der Abszisse stehende Korngröße. In der Praxis werden zwar Gewichtsprozent bestimmt, die nur unter der Voraussetzung den Volumprozent gleichgesetzt werden können, daß den Körnern sämtlicher Fraktionen dasselbe spezifische Gewicht zukommt. Diese Voraussetzung ist innerhalb beschränkter Größenbereiche annähernd richtig und soll im folgenden als erfüllt angenommen werden.

B. Kreisradienverteilung in einer Schnittebene

1. Berechnung der Kreisradienverteilung aus einer gegebenen Kugelgrößenverteilung

Die Summationskurve sei durch die Funktion $f(\rho)$ dargestellt, die im Bereich zwischen $f(r) = 0$ und $f(R) = 100$ monoton wachsend sei.

Aus dem kugelerfüllten Raum sei ein isometrisches Testvolumen V_0 herausgeschnitten, das eine große Anzahl Kugeln sämtlicher Größenklassen enthält. V_p bedeute das Kornzwischenraumvolumen, der prozentuale Kornzwischenraum ist dann $p = 100 \frac{V_p}{V_0}$. (p ist gleich der Porosität, wenn Gerölle und Körner als porenfrei betrachtet werden können und sämtliche Festbestandteile Gegenstand der Kugelanalyse sind; werden nur die größeren Fraktionen als Kugeln betrachtet, so kann p als Bindemittelanteil bezeichnet werden.) $V(\rho)$ sei das Volumen aller Kugeln mit Radien $\leq \rho$, dV das Volumen der Kugeln mit Radien zwischen ρ und $\rho + d\rho$. $V(\rho)$ läßt sich aus $f(\rho)$, da das Volumen sämtlicher Kugeln $V(R) = V_0 - V_p$ beträgt, als

$$V(\rho) = \frac{V_0 - V_p}{100} \cdot f(\rho)$$

berechnen;

$$dV = \frac{V_0 - V_p}{100} f'(\rho) d\rho; \quad f'(\rho) = \frac{df}{d\rho}.$$

Ist mit $N(\rho)$ die Anzahl der Kugeln mit Radien $\leq \rho$ bezeichnet, deren Mittelpunkte in V_0 liegen, so ist die Anzahl dN Kugeln, die Radien zwischen ρ und $\rho + d\rho$ besitzen

$$dN = \frac{dV}{\frac{4\pi}{3} \rho^3} = \frac{V_0 - V_p}{100 \cdot \frac{4\pi}{3}} \cdot \frac{f'(\rho) d\rho}{\rho^3}. \quad (1)$$

Man denke sich eine Schnittebene durch V_0 mit der Schnittfläche F_0 , die so groß ist, daß sie Schnittkreise sämtlicher Größen im richtigen Verhältnis enthält. Von allen dN Kugeln mit Radien zwischen ρ und $\rho + d\rho$, die in V_0 enthalten sind, werden nur solche geschnitten bzw. berührt, deren Zentren von F_0 keinen größeren Abstand als ρ besitzen. Die Schnittkreise weisen dabei Radien auf, die zwischen 0 und ρ liegen. Wir stellen die Bedingung, daß nur Schnittkreise gezählt werden sollen, deren Radien größer

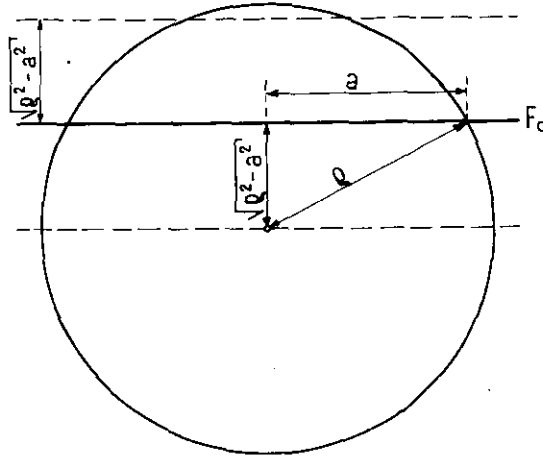


Fig. 24. Schnitt senkrecht zur Schnittfläche F_0 durchs Zentrum einer Kugel vom Radius ρ , aus der F_0 einen Kreis vom Radius a herauschneidet (s. Text).

als a sind. Aus Fig. 24 ist leicht ersichtlich, daß die Kugeln vom Radius ρ , deren Schnittkreise dieser Bedingung genügen, mit ihren Zentren nicht weiter als $\sqrt{\rho^2 - a^2}$ von F_0 entfernt liegen dürfen. Solche Zentren liegen in V_0 im Raume $2F_0 \cdot \sqrt{\rho^2 - a^2}$, und ihre Anzahl dZ beträgt:

$$dZ = \frac{2F_0 \mathcal{R} \sqrt{\rho^2 - a^2}}{V_0} \cdot dN, \quad \mathcal{R} \dots = \text{Realteil von} \dots$$

$$dZ = \left(1 - \frac{p}{100}\right) \frac{2F_0}{100 \frac{4\pi}{3}} \cdot \frac{f'(\rho) \mathcal{R} \sqrt{\rho^2 - a^2}}{\rho^3} d\rho$$

dZ ist also die Anzahl der Kugeln mit Radius zwischen ρ und $\rho + d\rho$, aus denen durch F_0 Schnittkreise mit Radien $> a$ herausgeschnitten werden. Die Gesamtzahl $Z(a)$ von Schnittkreisen mit Radien $> a$ wird durch Integration über sämtliche Kugelgrößen gefunden,

$$Z(a) = \int_a^R dZ = \left(1 - \frac{p}{100}\right) \frac{2F_0}{100 \frac{4\pi}{3}} \mathcal{R} \int_a^R \frac{f'(\rho) \sqrt{\rho^2 - a^2}}{\rho^3} d\rho,$$

oder

$$Z(a) = \left(1 - \frac{p}{100}\right) \frac{2F_0}{100 \frac{4\pi}{3}} \int_a^R \frac{f(\rho) \sqrt{\rho^2 - a^2}}{\rho^3} d\rho. \quad (2)$$

An Stelle von $f(\rho)$ läßt sich im folgenden besser die Verhältniszahl $q(\rho)$ verwenden; $q(\rho)$ ist gleich dem Volumen der Kugeln mit Radien $> \rho$ im Einheitsvolumen.

$$q(\rho) = \frac{V(R) - V(\rho)}{V_0} = \frac{V_0 - V_p - V(\rho)}{V_0}.$$

$q(\rho)$ und $f(\rho)$ stehen in einfacher Beziehung zueinander,

$$q(\rho) = \left(1 - \frac{p}{100}\right) \left(1 - \frac{f(\rho)}{100}\right); \quad f(\rho) = 100 \left(1 - q(\rho) \cdot \frac{100}{100 - p}\right), \quad (3)$$

und somit gilt:

$$f'(\rho) d\rho = -100 \cdot \frac{100}{100 - p} \cdot q'(\rho) d\rho;$$

ferner sei

$$q'(\rho) = \frac{dq}{d\rho} = -h(\rho). \quad (4)$$

Die Funktion $h(\rho)$ kann (angenähert) experimentell direkt erhalten oder aus der Summationskurve durch Differenzieren gefunden werden. Im folgenden ist darauf zu achten, daß $h(\rho)$ nur im Intervall $r \leq \rho \leq R$ von Null verschieden ist und damit auch die Integrale, die $h(\rho)d\rho$ enthalten, nur zwischen r und R einen Beitrag geben, d. h. $\int_a^R = \int_r^R$ für $a \leq r$.

Aus Formel (2) ergibt sich für $F_0 = 1$ die Größe $\kappa(a)$, die die Anzahl der Mittelpunkte von Schnittkreisen mit Radien $> a$ in der Einheitsfläche angibt.

$$\kappa(a) = \frac{3}{2\pi} \int_a^R \frac{h(\rho) \sqrt{\rho^2 - a^2}}{\rho^3} d\rho. \quad (5)$$

Sollen nur die Schnittkreise mit Radien zwischen a und $a + da$, deren Mittelpunkte auf die Flächeneinheit entfallen, betrachtet werden, so tritt $-\partial_a \kappa = -d\kappa$ an Stelle von $\kappa(a)$. Ihr Flächeninhalt ist

$$\left. \begin{aligned} dK &= -\pi a^2 d\kappa = -\pi a^2 \kappa'(a) da, \text{ mit} \\ \kappa'(a) &= \frac{d\kappa}{da} = -\frac{3a}{2\pi} \int_a^R \frac{h(\rho) d\rho}{\rho^3 \sqrt{\rho^2 - a^2}} \end{aligned} \right\} \quad (5a)$$

Den Flächeninhalt $K^*(a_1, a_2)$ von Schnittkreisen pro Flächeneinheit mit Radien a zwischen a_1 und a_2 , $a_2 > a_1$, erhält man durch Integration:

$$K^*(a_1, a_2) = -\pi \int_{a_1}^{a_2} a^2 \kappa'(a) da,$$

und den Flächeninhalt $K(a_0)$ der Schnittkreise mit Radien $> a_0$, in der Flächeneinheit, durch die selbe Integration mit entsprechenden Grenzen:

$$\begin{aligned} K(a_0) &= K^*(a_0, R) = -\pi \int_{a_0}^R a^2 \kappa'(a) da; \\ K(a_0) &= + \frac{3}{2} \int_{a_0}^R a^3 da \int_a^R \frac{h(\rho) d\rho}{\rho^3 \sqrt{\rho^2 - a^2}} = + \frac{3}{2} \int_a^R \frac{h(\rho) d\rho}{\rho^3} \int_{a_0}^R \frac{a^3 da}{\sqrt{\rho^2 - a^2}}, \\ K(a_0) &= + \frac{1}{2} \int_{a_0}^R \left(\frac{2}{\rho} + \frac{a_0^2}{\rho^3} \right) \sqrt{\rho^2 - a_0^2} h(\rho) d\rho. \end{aligned} \quad (6)$$

Durch Einsetzen der entsprechenden Werte von a in (5) und a_0 in (6) erhält man den durchschnittlichen Radius $\bar{a}_{1,2}$ der Schnitkreise mit Radien zwischen a_1 und a_2 nach der Formel

$$\bar{a}_{1,2} = \sqrt{\frac{K(a_1) - K(a_2)}{\pi(\chi(a_1) - \chi(a_2))}}; \quad (7)$$

es ist der mittlere Radius, der bei großer Anzahl von Kreisen dieselbe Flächenbedeckung gibt wie die gleiche Anzahl von Schnitkreisen mit Radien zwischen a_1 und a_2 .

2. Vergleichung von berechneten Kreisradienverteilungen mit gegebenen

Für einfache Funktionen $f(\rho)$, die mögliche Summationskurven darstellen, wird die Kreisgrößenverteilung berechnet. Je nach der gewünschten Genauigkeit werden für mehr oder weniger Werte der Schnitkreiskradien ($a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$) die Größen $h(\rho)$ nach Formel (3) und (4), $\chi(a_1), \chi(a_2), \dots, \chi(a_n)$ nach Formel (5) und $K(a_1), K(a_2), \dots, K(a_n)$ nach Formel (6) berechnet. Die Anzahl Kreise A_k pro Flächeneinheit im Radiusintervall zwischen a_k und a_{k-1} beträgt

$$A_k = \chi(a_k) - \chi(a_{k-1}).$$

Die Kreise besitzen nach Formel (7) den mittleren Radius

$$\bar{a}_{k,k-1} = \sqrt{\frac{K(a_k) - K(a_{k-1})}{\pi(\chi(a_k) - \chi(a_{k-1}))}}.$$

Die Berechnungen lassen sich bei konstantem Verhältnis von $r:R$ normieren und sind vom Kornzwischenraum (Bindemittelanteil einschließlich dessen Porosität) nur durch einen konstanten Faktor abhängig. Es genügt daher eine einzige Berechnung der komplizierten Ausdrücke für verschiedene Größenverhältnisse und Kornzwischenräume.

Nach den berechneten Kreisradienverteilungen lassen sich Modelle von Schnittebenen zeichnen, die mit der Natur verglichen werden können. Beim Versuch, Nagelfluhaufschlüsse auf diese Weise zu untersuchen (vgl. S. 29), hat sich aber gezeigt, daß die Abweichung von der Kugelform bei natürlichen Geröllen stark störend wirkt. Ferner wurden in den Zeichnungen die Kreise in der Fläche viel zu regelmäßig angeordnet, um zu vergleichbaren Bildern zu führen. Zum exakten Vergleich ist es daher günstiger, statt die Kreise direkt zu zeichnen, die Kreisradienverteilungen nach einer der Methoden darzustellen, die zur Charakterisierung der Korngrößenverteilung gebräuchlich sind, z. B. als Summationskurve.

Für die beiden Fälle, daß die Summationskurve bei linearem oder bei logarithmischem Abszissenmaßstab eine Gerade darstellt, lauten die Gleichungen der Summationskurve:

Linear:

$$\left. \begin{aligned} f(\rho) &= 0 \quad \text{für } \rho < r \\ f(\rho) &= C_{\text{lin}} \rho - c_{\text{lin}} \quad \text{für } r \leq \rho \leq R, \\ C_{\text{lin}} &= \frac{100}{R - r}; \quad c_{\text{lin}} = \frac{100 r}{R - r}. \end{aligned} \right\} \quad (8a)$$

Logarithmisch:

$$\left. \begin{aligned} f(\rho) &= 0 \quad \text{für } \rho < r \\ f(\rho) &= C_{\text{log}} \ln \rho - c_{\text{log}} \quad \text{für } r \leq \rho \leq R, \\ C_{\text{log}} &= \frac{100}{\ln R - \ln r}; \quad c_{\text{log}} = \frac{100 \ln r}{\ln R - \ln r}. \end{aligned} \right\} \quad (8b)$$

Schon für diese einfachen Funktionen wird die Berechnung der Kreisverteilung kompliziert genug. Zwecks Vereinfachung sei $a = R \cdot \sin \alpha$ und $k = \frac{1}{100} \left(1 - \frac{p}{100} \right)$ geschrieben. Für $a \geq r$ ist:

Linear:

$$\kappa_{\text{lin}}(a) = \frac{3k}{2\pi} C_{\text{lin}} \cdot \frac{1}{2R} \left(\frac{\frac{\pi}{2} - \alpha}{\sin \alpha} - \cos \alpha \right),$$

Logarithmisch:

$$\kappa_{\text{log}}(a) = \frac{3k}{2\pi} C_{\text{log}} \frac{\cos^3 \alpha}{3R^2 \sin^2 \alpha}.$$

WICKSELL (1925) hat für seine Methode gezeigt, daß dann, wenn die Kugelradienhäufigkeit durch die Gaußsche Verteilung dargestellt wird, die Schnittkreisradienhäufigkeit durch ein gleiches Gesetz gegeben ist.

3. Berechnung der Kugelgrößenverteilung aus einer gegebenen Kreisradienverteilung

Vorgängig ist gezeigt worden, wie aus der Kugelradienverteilung $q(\rho)$, bzw. $h(\rho)$, die Größenverteilung der Schnittkreise gefunden wird, ausgedrückt durch die Funktion $\kappa(a)$. Um die Umkehrung des Problems zu lösen, wird vorerst die Summationsdarstellung $\kappa(a)$ durch eine Häufigkeitsfunktion ersetzt:

$$K(a) = -\frac{2\pi}{3} \kappa'(a) = -\frac{2\pi}{3} \frac{d\kappa}{da} = a \int_a^R \frac{h(\rho) d\rho}{\rho^3 \sqrt{\rho^2 - a^2}}.$$

Durch geeignete Umformung kann dieser Ausdruck in die Form der Abelschen Integralgleichung gebracht werden, und es ist somit möglich, $h(\rho)$ aus $\kappa(a)$ zu bestimmen:

$$h(\rho) = \frac{2\rho^4}{\pi} \left[\frac{K(R)}{R \sqrt{R^2 - \rho^2}} - \int_{\rho}^R \frac{a K'(a) - K(a)}{a^2 \sqrt{a^2 - \rho^2}} da \right]. \quad (9)$$

Für die praktische Bestimmung von $h(\rho)$ nach dieser Formel empfiehlt sich eine graphische Methode.

WICKSELL (1925) gibt zwei numerische Verfahren, die der Lösung als Abelsche Integralgleichung vorzuziehen seien. Das eine Verfahren beruht auf der Berechnung von Momenten. Auch KRUMBEIN operiert mit den Momenten.

C. Schnittlängenverteilung auf einer Geraden

In der Praxis ist es in der Regel einfacher, Abschnitte auf einer Geraden statt Schnittkreisradien in einer Ebene zu messen. Es lassen sich dabei nicht nur Geraden verwenden, die in einer Anschliff- oder Dünnschliffebene liegen, sondern auch Mantellinien eines Bohrkerns.

VUAGNAT (1949) empfiehlt ebenfalls, Schnittstrecken statt Radien zu messen. Auch MÜNZNER und SCHNEIDERHÖHN (1953) weisen auf die großen praktischen Vorteile ihres «Sehnenschnittverfahrens» hin.

1. Berechnung der Schnittlängenverteilung aus einer gegebenen Kugelgrößenverteilung

An Stelle der Radien von Schnittkreisen in einer Ebene seien nun die Abschnitte analysiert, die von den Kugeln in V_0 aus einer Geraden der Länge L_0 herausgeschnitten werden. Sie werden im folgenden nur noch als Schnittstrecken bezeichnet, die Verteilung der Schnittstreckenlängen heißt kurz Schnittlängenverteilung. L_0 muß sehr groß sein gegenüber $2R$, so daß Schnittstrecken jeder Länge im richtigen Verhältnis auf L_0 liegen. Für die vorgehend erklärten Größen und Funktionen werden die früheren Bezeichnungen beibehalten. Eine Schnittstrecke wird dann als auf einem bestimmten Abschnitt der Geraden L_0 liegend angesehen, wenn ihr Mittelpunkt auf diesem Abschnitt liegt.

Die Anzahl von Schnittstrecken $> 2b$ auf L_0 sei mit $M(b)$ bezeichnet. Davon entfallen $\partial_\rho M = dM$ Schnittstrecken auf Kugeln mit Radien zwischen ρ und $\rho + d\rho$, von denen im Einheitsvolumen die Anzahl $\frac{dN}{V_0}$ vorhanden ist. Weil die Mittelpunkte geschnittener Kugeln in einem Zylinder vom Querschnitt $\pi(\rho^2 - b^2)$ und der Länge L_0 liegen müssen, gilt für $\rho > b$

$$dM = \frac{\pi(\rho^2 - b^2) L_0}{V_0} dN,$$

oder nach (1)

$$dM = \left(1 - \frac{p}{100}\right) \cdot \frac{3L_0}{400} \cdot \frac{(\rho^2 - b^2) \cdot f'(\rho)}{\rho^3} d\rho,$$

und hieraus:

$$M(b) = \left(1 - \frac{p}{100}\right) \frac{3L_0}{400} \int_b^R \frac{(\rho^2 - b^2) f'(\rho)}{\rho^3} d\rho. \quad (10)$$

Wie im vorigen Abschnitt läßt sich die Gleichung (10) normieren, indem nach (3) $f(\rho)$ durch $q(\rho)$ ersetzt wird, $q'(\rho) = -h(\rho)$ ist, und an Stelle von $M(b)$ die Anzahl $\lambda(b)$ von Schnittstrecken $> 2b$ pro Einheitsstrecke gerechnet wird:

$$\lambda(b) = \frac{3}{4} \int_b^R \frac{(\rho^2 - b^2) h(\rho)}{\rho^3} d\rho. \quad (11)$$

Es sei daran erinnert, daß für $b \leq r$ $h(\rho) = 0$, d. h. $\int_b^R = \int_r^R$.

2. Vergleichung von berechneten Schnittlängenverteilungen mit gegebenen

Wie bei der Schnittkreisanalyse kann für eine gegebene Kugelradienverteilung die Schnittlängenverteilung berechnet und in passender Darstellung (Summations- oder Häufigkeitskurve) mit einer experimentell gefundenen Schnittlängenverteilung verglichen werden. Für die einfachen Summationskurvengleichungen (8) folgt, sofern $b > r$ und wie vorher $k = \frac{1}{100} \left(1 - \frac{p}{100}\right)$:

Linear:

$$\lambda_{\text{lin}}(b) = \frac{3k}{4} C_{\text{lin}} \left(\ln \frac{R}{b} + \frac{b^2}{2R^2} - \frac{1}{2} \right); \quad C_{\text{lin}} = \frac{100}{R - r},$$

Logarithmisch:

$$\lambda_{\text{log}}(b) = \frac{3k}{4} C_{\text{log}} \left(\frac{b^2}{3R^3} + \frac{2}{3b} - \frac{1}{R} \right); \quad C_{\text{log}} = \frac{100}{\ln R - \ln r}.$$

3. Berechnung der Kugelgrößenverteilung aus einer gegebenen Schnittlängenverteilung

a) Stetig verteilte Kugelradien

Die Summationsdarstellung $\lambda(b)$ wird auch hier durch eine Häufigkeitsfunktion ersetzt:

$$\Lambda(b) = -\frac{4}{3} \lambda'(b) = 2b \int_b^R \frac{h(\rho) d\rho}{\rho^3}.$$

Die Umkehrung dieser Gleichung ergibt nach nochmaligem Differenzieren und Einsetzen von $\Lambda(b)$:

$$h(b) = \frac{b}{2} \Lambda(b) - \frac{b^2}{2} \Lambda'(b), \quad (12)$$

in welcher Gleichung b durch ρ ersetzt werden kann, um zu $h(\rho)$ zu gelangen, oder aus der $q(\rho)$ nach (4) gefunden werden kann:

$$q(\rho) = \int_b^R h(b) db.$$

Dieser Weg, auf dem direkt von der Schnittlängen- auf die Kugelgrößenverteilung geschlossen wird, ist viel einfacher als der von VUAGNAT (1949, S. 435) vorgeschlagene. Von ihm wird die Schnittlängenverteilung vorerst in die Kreisradienverteilung übergeführt, um dann erst in die Kugelradienverteilung transformiert zu werden, was zweimal nacheinander auf die Abelsche Gleichung führt.

b) Diskrete Werte der Kugelradien

Die kontinuierliche Verteilung der Kugelgrößen sei ersetzt durch eine gestufte, d. h. es ist ein Kugelmisch im Raume gegeben von p_1 Vol.-% Kugeln mit dem Radius ρ_1 , p_2 Vol.-% mit dem Radius ρ_2 , ..., p_i Vol.-% mit dem Radius ρ_i , ...

$$R = \rho_1 > \rho_2 > \rho_3 \dots > \rho_i > \dots$$

Die Anzahl Kugeln vom Radius ρ_i pro Volumeneinheit ist

$$N_i = \frac{1}{\frac{4\pi}{3} \rho_i^3} \cdot \frac{p_i}{100}.$$

Im Volumen $\pi(\rho_i^2 - b^2) L_0$ können Kugeln vom Radius ρ_i aus einer Geraden, deren Länge L_0 beträgt, Schnittstrecken $> 2b$ herauschneiden, sofern $b < \rho_i$. Die Anzahl $\lambda_i(b)$ von Schnittstrecken $> 2b$, pro Streckeneinheit, folgt daraus:

$$\lambda_i(b) = \frac{3p_i(\rho_i^2 - b^2)}{400\rho_i^3}.$$

Für die Gesamtzahl $\lambda(b)$ von Schnittstrecken $> 2b$ pro Streckeneinheit, herrührend von sämtlichen Kugeln, folgt

$$\lambda(b) = \sum_{\rho_i > b} \frac{3p_i(\rho_i^2 - b^2)}{400\rho_i^3}. \quad (13)$$

Um aus der Schnittlängenverteilung auf die Kugelradienverteilung zu schließen, wird die Funktion $\lambda(b)$ für die Werte von b , die mit den Kugelradien übereinstimmen, benützt:

$$\lambda(\rho_k) = \frac{3}{400} \sum_{i=1}^{k-1} \frac{p_i(\rho_i^2 - \rho_k^2)}{\rho_i^3}. \quad (14)$$

Zum Auszählen der Streckenstatistik wird die Anzahl $\Delta_k = \lambda(\rho_{k+1}) - \lambda(\rho_k)$ der Schnittstrecken zwischen $2\rho_{k+1}$ und $2\rho_k$, pro Längeneinheit, eingeführt:

$$\Delta_k = \frac{3(\rho_k^2 - \rho_{k+1}^2)}{400} \sum_{i=1}^k \frac{p_i}{\rho_i^3} = \sum_{i=1}^k T_{ki} \cdot \frac{p_i}{\rho_i},$$

mit

$$T_{ki} = \frac{3}{400} \cdot \frac{\rho_k^2 - \rho_{k+1}^2}{\rho_i^2} = \frac{3}{400} \cdot \frac{\left(\frac{\rho_k}{R}\right)^2 - \left(\frac{\rho_{k+1}}{R}\right)^2}{\left(\frac{\rho_i}{R}\right)^2} \quad (15)$$

Die T_{ki} lassen sich für bestimmte Verhältnisse von $\rho_k : R$ zum voraus berechnen und tabellieren. Von p_1 ausgehend lassen sich die Volumprozent p_i der Kugeln vom Radius ρ_i rekursiv nach folgendem Gleichungsschema bestimmen:

$$\left. \begin{aligned} \Delta_1 - \frac{p_1}{\rho_1} T_{11} &= 0 \\ \Delta_2 - \frac{p_1}{\rho_1} T_{21} - \frac{p_2}{\rho_2} T_{22} &= 0 \\ \vdots \\ \Delta_i - \frac{p_1}{\rho_1} T_{i1} - \frac{p_2}{\rho_2} T_{i2} - \dots - \frac{p_i}{\rho_i} T_{ii} &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

Die vorliegende Rechnung, die sich auf Kugelgemische mit diskret verteilten Kugelradien $\rho_1, \rho_2, \dots$ stützt, gestattet offenbar die angenäherte Behandlung von Kugelgemischen mit beliebig verteilten Kugelradien, weil eine solche Verteilung durch entsprechend feine Abstufung der Radien $\rho_1, \rho_2, \dots$ beliebig angenähert werden kann. Besonders günstige Verhältnisse liefert eine *logarithmische Einteilung* (geometrische Reihe), bei der das Verhältnis $\rho_i : \rho_{i+1}$ konstant gehalten wird. Besonders empfehlenswert ist für dieses Verhältnis der Wert $\sqrt[10]{10}$, der für $\left(\frac{\rho_i}{R}\right)$ folgende Reihe liefert:

1,000 0,794 0,631 0,501 0,398 0,316 0,251 0,200 0,158 0,126
0,1000 0,0794 ...

Diese Reihe hat nicht nur den Vorteil, daß sie sich innerhalb jeder Zehnerpotenz in der Ziffernfolge wiederholt, sondern sie enthält mit großer Genauigkeit die in der Petrographie wichtigen Intervallgrenzen 1, 0,5, 0,2, 0,1 usw.; außerdem sind auch 0,8 und 0,4 gut angenähert. Das Auftreten runder Zahlen ist bei der Streckenmessung mit einem linearen Maßstab, wie er bei Dünnschliffuntersuchungen kaum anders zur Verfügung steht, ein Vorteil. Bei makroskopischen Messungen wird es sich dagegen lohnen, einen logarithmischen Maßstab anzufertigen.

Mit der obigen Intervallbildung nach geometrischer Progression werden die Koeffizienten T_{ki} in (16) vereinfacht. Das neue Rechenschema lautet:

$$\left. \begin{aligned} \Delta_1 - \frac{p_1}{\rho_1} \Theta_1 &= 0 \\ \Delta_2 - \frac{p_1}{\rho_1} \Theta_2 - \frac{p_2}{\rho_2} \Theta_1 &= 0 \\ \vdots \\ \Delta_i - \frac{p_1}{\rho_1} \Theta_i - \frac{p_2}{\rho_2} \Theta_{i-1} - \dots - \frac{p_i}{\rho_i} \Theta_1 &= 0, \\ \text{mit} \quad \Theta_i &= \frac{3}{400} \cdot \frac{\sqrt[5]{10} - 1}{\left(\sqrt[5]{10}\right)^i}. \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

Zur numerischen Berechnung der Θ_i genügt es, die 5 ersten Zahlenwerte anzugeben, da sich die weiteren Θ_i durch bloße Verschiebung des Dezimalkommata finden lassen:

$$\begin{array}{llll} \Theta_1 = 2,768 \cdot 10^{-3} & \Theta_6 = \Theta_1 \cdot 10^{-1} & \Theta_{11} = \Theta_1 \cdot 10^{-2} & \Theta_{(k+5n)} = \Theta_k \cdot 10^{-n} \\ \Theta_2 = 1,746 \cdot 10^{-3} & \Theta_7 = \Theta_2 \cdot 10^{-1} & \Theta_{12} = \Theta_2 \cdot 10^{-2} & \\ \Theta_3 = 1,102 \cdot 10^{-3} & \Theta_8 = \Theta_3 \cdot 10^{-1} & \Theta_{13} = \Theta_3 \cdot 10^{-2} & \\ \Theta_4 = 0,6952 \cdot 10^{-3} & \dots & \dots & \text{mit } k = 1, 2, 3, 4, 5 \\ \Theta_5 = 0,4387 \cdot 10^{-3} & & & n = 1, 2, 3, \dots \end{array}$$

Der Faktor Θ_{11} beträgt bloß noch 1% von Θ_1 , was dadurch zu erklären ist, daß große Kugeln nur sehr wenige ganz kleine Schnittstrecken liefern. Soll sich die Analyse über große Bereiche erstrecken, so brauchen also die Formeln deshalb nicht länger und länger zu werden, weil die vorderen Glieder weggelassen werden können.

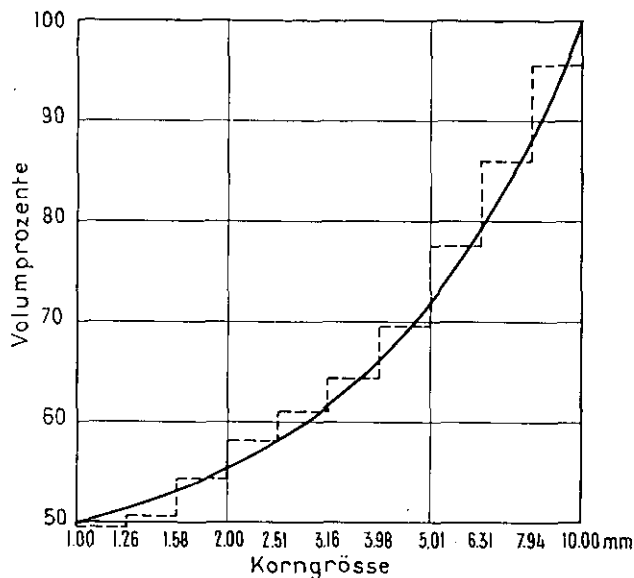


Fig. 25. Gegenüberstellung einer theoretisch gegebenen Summationskurve und einer aus entsprechend konstruiertem Schnittbild durch Schnittstreckenstatistik erhaltenen Treppenkurve.

Die Fig. 25 gibt einen Anhaltspunkt über die Genauigkeit der Methode. Nach VII. B. 2., Formel (8), logarithmischer Fall, ist ein Modell von Schnittkreisen auf 1 m² Fläche gezeichnet worden, analog zu den theoretischen Schnittbildern in Fig. 3. Die ausgezogene Kurve entspricht der zugrunde gelegten Kugelradienverteilung, die gestrichelte Treppenkurve zeigt das Resultat der Schnittstreckenanalyse. Die Schnittstreckenstatistik wurde längs von 20 parallelen Geraden von je 1 m Länge aufgenommen, welche Geraden den Abstand von 3,5 cm hatten. Das Testbeispiel zeigt, daß die Methode gute Dienste leistet, solange nicht zu große Anforderungen an die Genauigkeit gestellt werden.

Die Möglichkeit, das anfangs gestellte Problem näherungsweise durch die Annahme von diskreten Werten der Kugelradien zu lösen, ist fast von allen Autoren unabhängig voneinander erkannt worden, wobei meistens angenommen wird, daß die Schnittflächen, bzw. Radien, und nicht die Schnittstrecken gemessen werden. VUAGNAT (1949) hat erstmals auf die Vorteile der Schnittstreckenmessung hingewiesen. WICKSELL (1925), JOHNSON (1946) und MÜNZNER und SCHNEIDERHÖHN (1953) haben Tabellen veröffentlicht, welche die Berechnung erleichtern, während VUAGNAT graphisch vorgeht. WICKSELL und VUAGNAT bedienen sich linearer Abstufung der Kugelradien, JOHNSON der gün-

stigeren logarithmischen, während MÜNZNER und SCHNEIDERHÖHN beliebige Abstufungen behandeln und vereinfachte Formeln für die beiden Spezialfälle geben. VUAGNAT beschränkt sich auf eine Zehnerpotenz, während WICKSELLS Tabellen die Grenze derselben knapp überschreiten. JOHNSON, obwohl logarithmisch abstufend, variiert die Stufen um weniger als eine volle Zehnerpotenz. Die Tabellen für logarithmische Abstufung von MÜNZNER und SCHNEIDERHÖHN gelten für zwei Zehnerpotenzen.

D. Längenverteilung von Schnittstrecken, die auf Rasterpunkte fallen — die passende Methode bei großem Variationsbereich der Korngrößen

Bei allen bisher besprochenen Verfahren, sowie in allen zitierten Arbeiten werden sämtliche Schnittkreise eines Flächenbereiches, bzw. sämtliche Schnittstrecken auf einer Geraden, ausgemessen. Das

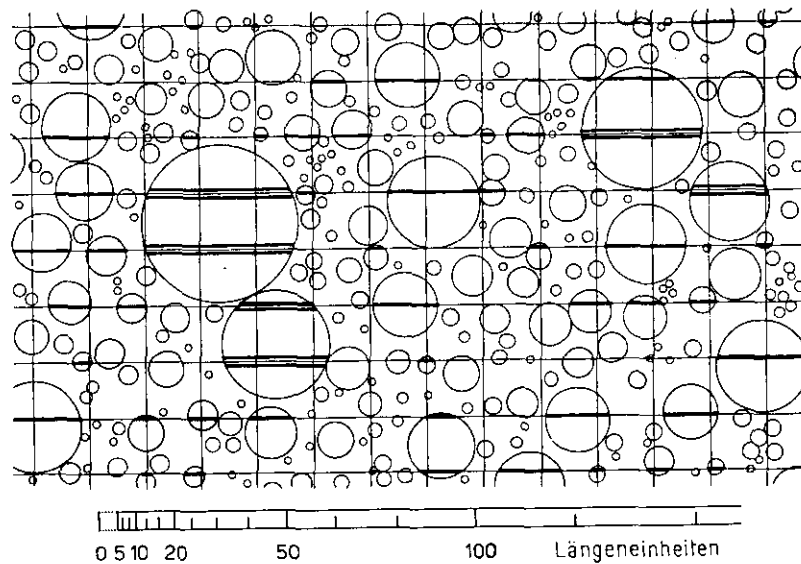


Fig. 26. Schematisches Schnittbild (Kreisschnitte) mit Raster, darunter logarithmischer Maßstab, mit dem die ausgezogenen Sehnen gemessen werden.

führt nur dann zu einem tragbaren Aufwand, wenn die Kugelgrößen nicht stark variieren, d. h. wenn die Durchmesser der kleinsten und größten Kugeln möglichst innerhalb derselben Zehnerpotenz liegen. In Fällen, wo sehr kleine Kugeln (volumenmäßig ins Gewicht fallend) neben sehr großen vorkommen, steigt die Anzahl der kleinen Schnittelemente (Kreise oder Strecken) ins Unermeßliche, da wegen der großen Kugeln ein großes Gebiet analysiert werden muß. Es ist daher vorteilhaft, nicht sämtliche Schnittelemente zu zählen, sondern nur die, auf welche die Punkte eines auf die Schnittfläche gelegten Rasters fallen (Fig. 26). Bei der Messung ergibt sich damit ein großer Zeitgewinn. Wie sich bereits gezeigt hat, lassen sich in der Praxis Schnittstrecken leichter messen als Kreise. Die theoretische Behandlung wird im folgenden daher auf die Schnittstrecken beschränkt.

1. Diskrete Werte der Kugelradien

Vorerst sei wie unter C. 3. b) angenommen, daß die Kugeln gestufte Größen aufweisen, daß sich das Kugelgemisch aus p_1 Vol.-% Kugeln mit dem Radius ρ_1 , p_2 Vol.-% mit dem Radius ρ_2 , ..., p_i Vol.-% mit dem Radius ρ_i , ... zusammensetzt. Der größte Radius sei $R = \rho_1$, also $R = \rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \dots > \rho_i > \dots$

Man denke sich das isometrische Testvolumen V_0 , dessen Durchmesser gegenüber R sehr groß sei. Im Innern von V_0 liegt eine große Zahl von Rasterpunkten, die M_0 betragen soll. Die Rasterpunkte können im Prinzip statistisch verteilt oder nach einem bestimmten geometrischen Schema angeordnet sein; da vorausgesetzt wird, daß die Anordnung der Kugeln statistisch ist, nehmen die einzelnen Rasterpunkte auf jeden Fall gegenüber den Kugeln zufällige Lage ein. Es muß daher auch nicht gefordert werden, daß die Rasterpunkte räumlich verteilt sind, sie können auch auf einer Linie (Geraden) oder einer Fläche (Ebene, Mantelfläche eines Zylinders) liegen. Die Hauptsache ist, daß das Gebiet, das Rasterpunkte enthält, wenigstens in einer Dimension groß ist gegenüber R , und daß die Rasterpunkte in diesem Gebiet überall gleich dicht auftreten. Einfachheitshalber soll nun wieder angenommen werden, daß die M_0 Rasterpunkte gleichmäßig im Volumen V_0 verteilt sind; analoge Überlegungen, die zu den selben Schlußformeln führen, lassen sich leicht mit einer Fläche F_0 oder einer Linie L_0 anstellen.

Im Volumen V_0 , das M_0 Rasterpunkte enthält, wird das Teilvolumen $V_i = \frac{p_i}{100} \cdot V_0$ von Kugeln mit dem Radius ρ_i eingenommen. Darin finden sich $M_i = \frac{p_i}{100} \cdot M_0$ Rasterpunkte, die ins Innere von

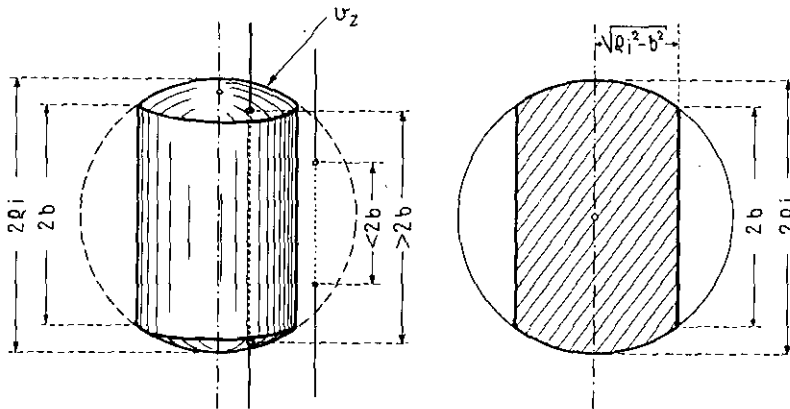


Fig. 27. Zur Länge von Schnittstrecken (s. Text).

Kugeln mit Radius ρ_i fallen. Durch diese Rasterpunkte sollen nun parallele Geraden gelegt und die Sehnen (Schnittstrecken) betrachtet werden, die von den Kugeln aus den Geraden herausgeschnitten werden. Sie besitzen eine Länge, die zwischen 0 und $2\rho_i$ liegt. Wird nun gefordert, daß ihre Länge mindestens $2b$ betragen soll, so kommen nur noch Sehnen in Frage, die aus Geraden herausgeschnitten werden, welche von den Kugelzentren höchstens den Abstand $\sqrt{\rho_i^2 - b^2}$ besitzen. Die Rasterpunkte, durch die solche Geraden gehen, befinden sich im Innern von Körpern, die zentrische Kreiszylinderflächen mit Radius $\sqrt{\rho_i^2 - b^2}$ aus den Kugeln vom Radius ρ_i herauschneiden (s. Fig. 27). Das Volumen v_z eines einzelnen zylindrischen Schnittkörpers beträgt

$$v_z = \frac{4\pi}{3} (\rho_i^3 - b^3), \quad (18)$$

es macht vom Volumen $v_i = \frac{4\pi}{3} \rho_i^3$ einer einzelnen Kugel den Bruchteil

$$\frac{v_z}{v_i} = \frac{\rho_i^3 - b^3}{\rho_i^3}$$

aus. Das Gesamtvolumen V_{zi} der sämtlichen zylinderförmigen Körper, die im Innern von V_0 aus den Kugeln mit Radius ρ_i herausgeschnitten werden können, beträgt

$$V_{zi} = \frac{v_z}{v_i} V_i = \frac{p_i}{100} \left(1 - \frac{b^3}{\rho_i^3} \right) V_0.$$

V_{zi} ist der Anteil am Volumen V_0 , in dem Rasterpunkte liegen können, die auf Schnittstrecken $> 2b$ von gegebener Richtung fallen. Die Anzahl dieser Rasterpunkte im Innern von V_0 beträgt

$$M_{zi} = \frac{p_i}{100} \left(1 - \frac{b^3}{\rho_i^3} \right) M_0.$$

In Prozenten der Gesamtzahl M_0 der ausgezählten Rasterpunkte ausgedrückt, fallen

$$f_i(b) = p_i \left(1 - \frac{b^3}{\rho_i^3} \right) \quad (19)$$

Prozent der Rasterpunkte, innerhalb von Kugeln mit Radius ρ_i , auf Schnittstrecken $> 2b$ von gegebener Richtung. Der Prozentsatz an Rasterpunkten, die innerhalb sämtlicher Kugeln auf Schnittstrecken $> 2b$ von gegebener Richtung fallen, ergibt sich durch Summierung aus Gleichung (19):

$$f(b) = \sum_{\rho_i > b} p_i \left(1 - \frac{b^3}{\rho_i^3} \right). \quad (20)$$

Die Schnittstrecken werden nach Zugehörigkeit zu Intervallen gruppiert, deren Intervallgrenzen nach demselben Schema gebildet werden wie die gestuften Kugelgrößen, nämlich $2\rho_1, 2\rho_2, 2\rho_3, \dots, 2\rho_k, \dots$ betragen. Der Prozentsatz φ_k von Rasterpunkten, die auf Schnittstrecken zwischen $2\rho_{k+1}$ und $2\rho_k$ fallen, ist gleich der Differenz der Prozentsätze von Rasterpunkten auf Schnittstrecken $> 2\rho_{k+1}$ und von solchen auf Schnittstrecken $> 2\rho_k$. Er ist gegeben durch

$$\begin{aligned} \varphi_k &= f(\rho_{k+1}) - f(\rho_k) \\ \varphi_k &= \left(1 - \frac{\rho_{k+1}^3}{\rho_1^3} \right) p_1 + \left(1 - \frac{\rho_{k+1}^3}{\rho_2^3} \right) p_2 + \dots + \left(1 - \frac{\rho_{k+1}^3}{\rho_k^3} \right) p_k \\ &\quad - \left[\left(1 - \frac{\rho_k^3}{\rho_1^3} \right) p_1 + \left(1 - \frac{\rho_k^3}{\rho_2^3} \right) p_2 + \dots + \left(1 - \frac{\rho_k^3}{\rho_{k-1}^3} \right) p_{k-1} \right], \\ \varphi_k &= \left(\rho_k^3 - \rho_{k+1}^3 \right) \sum_{i=1}^k \frac{p_i}{\rho_i^3}. \end{aligned} \quad (21)$$

Formel (21) erlaubt es, rekursiv die Volumprocente p_i der Kugeln vom Radius ρ_i aus der Schnittstreckenstatistik φ_i zu berechnen, indem mit den größten Schnittstrecken zwischen $2\rho_1$ und $2\rho_2$ begonnen wird. Die Schnittstreckenstatistik wird folgendermaßen aus Messungen erhalten:

Auf eine Schnittfläche durch das Kugelgemisch wird ein Raster gelegt und für jeden Rasterpunkt bestimmt, welchem Größenintervall die Schnittstrecke angehört, auf der der Punkt liegt (Fig. 26). Die totale Anzahl der gemessenen Rasterpunkte sei n , die Anzahl Schnittstrecken des k -ten Intervalls sei n_k . Daraus können bei großer Anzahl n die Prozentsätze φ_k bestimmt werden: $\varphi_k = \frac{n_k}{n} \cdot 100$.

Die Formel (21) läßt sich außerordentlich vereinfachen, wenn wie S. 74 angenommen wird,

$$\rho_i = v^{i-1} \rho_1, \quad \text{mit } v \approx 10^{-\frac{1}{10}}.$$

Gleichung (21) geht jetzt über in

$$\varphi_k = \left(v^{3k-3} - v^{3k} \right) \sum_{i=1}^k \frac{p_i}{v^{3i-3}},$$

und erlaubt durch Kombination mit φ_{k-1} eine wesentliche Vereinfachung:

$$\begin{aligned} \varphi_{k-1} &= \frac{v^{3k-3} - v^{3k}}{v^3} \sum_{i=1}^k \frac{p_i}{v^{3i-3}} - \frac{v^{3k-3} - v^{3k}}{v^3} \cdot \frac{p_k}{v^{3k-3}}, \\ \varphi_{k-1} &= \frac{\varphi_k}{v^3} - p_k (v^{-3} - 1). \end{aligned}$$

Die Volumprozente p_i der Kugeln vom Radius ρ_i lassen sich auf Grund der zwei prozentualen Schnittstreckenhäufigkeiten φ_i und φ_{i-1} berechnen. φ_i bezieht sich auf das Größenintervall mit Schnittstrecken unmittelbar kleiner als ρ_i , φ_{i-1} auf das benachbarte Intervall mit größeren Schnittstrecken. Es ist also nicht nötig, vorerst rekursiv die Volumprozente von sämtlichen größeren Kugelklassen zu rechnen. Die Formel für die Volumprozente p_i der beliebigen Kugelgröße lautet:

$$p_i = \frac{\varphi_i - v^3 \varphi_{i-1}}{1 - v^3} \quad (22)$$

Mit $v = 10^{-1/10}$ ist $v^3 = \frac{1}{1,9953} \cong \frac{1}{2}$, und es ergibt sich für p_i die besonders einfache Beziehung:

$$p_i \cong 2\varphi_i - \varphi_{i-1} \quad (22a)$$

Diese Beziehung eignet sich besonders gut zur graphischen Transformation der Schnittstreckenstatistik (Häufigkeitsverteilung) in die Darstellung der volumprozentischen Korngrößenverteilung als (Summations-)Kurve in Treppenform, wie Fig. 28 zeigt.

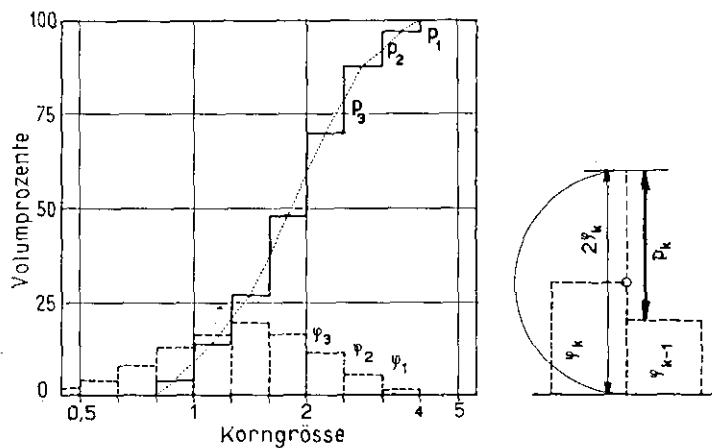


Fig. 28. Graphische Ermittlung der Korngrößenverteilung aus der Streckenstatistik: Diskrete Werte der Kugelradien.

2. Stetig verteilte Kugelradien

Zur Darstellung der Kugelgrößenverteilung sei eine monoton wachsende Funktion $P(\rho)$ (Summationskurve) verwendet. Sie gibt für den variablen Wert ρ an, wie viele Prozente des Raumes von Kugeln erfüllt sind, die einen kleineren Radius als ρ aufweisen. Zu der in Formel (3) verwendeten Funktion $q(\rho)$ besteht folgende einfache Beziehung:

$$P(\rho) = 100(1 - q(\rho)) \quad (23)$$

Aus $P(\rho)$ läßt sich nach Definition ohne weiteres angeben, welcher Teil $V(\rho)$ im vorstehend verwendeten Testvolumen V_0 von Kugeln mit Radius $< \rho$ erfüllt ist, und wie groß die Anzahl $M(\rho)$ von Rasterpunkten ist, die innerhalb von V_0 in Kugeln mit Radius $< \rho$ liegen. Es ist

$$V(\rho) = \frac{V_0}{100} P(\rho),$$

und

$$M(\rho) = \frac{M_0}{100} P(\rho).$$

Das Volumen dV von Kugeln mit Radien zwischen ρ und $\rho + d\rho$ beträgt

$$dV = \frac{V_0}{100} \cdot P'(\rho) d\rho,$$

und demnach ist die Anzahl von Rasterpunkten in Kugeln mit Radien zwischen ρ und $\rho + d\rho$

$$dM = \frac{M_0}{100} \cdot P'(\rho) d\rho.$$

Im Unterschied zur vorstehenden Betrachtung mit Kugeln von gestuftem Radius, sollen Schnittstrecken $< 2b$ ausgezeichnet sein, sonst wird von analogen Voraussetzungen ausgegangen. Es handelt sich wieder um Schnittstrecken, die von den Kugeln aus parallelen Geraden herausgeschnitten werden, welche durch die Rasterpunkte gehen. In einer gegebenen Kugel vom Radius ρ liegt ein Rasterpunkt nur dann auf einer Schnittstrecke $< 2b$, wenn er sich in einem ringförmigen Körper außerhalb des für Formel (18) verwendeten Zylinders (Fig. 27) befindet. Das Volumen des ringförmigen Körpers ist gegeben durch

$$v_r = \frac{4\pi}{3} b^3. \quad (24)$$

Der Ring v_r macht vom Volumen $v_\rho = \frac{4\pi}{3} \rho^3$ der Kugel den Bruchteil

$$\frac{v_r}{v_\rho} = \frac{b^3}{\rho^3}$$

aus. Im gesamten von Kugeln mit Radius zwischen ρ und $\rho + d\rho$ erfüllten Teilraum in V_0 wird nur der Teil

$$dV_r = \frac{V_0}{100} \cdot \frac{b^3}{\rho^3} \cdot P'(\rho) d\rho$$

von solchen ringförmigen Schnittkörpern eingenommen. In ihrem Innern liegen

$$dM_r = \frac{M_0}{100} \cdot \frac{b^3}{\rho^3} \cdot P'(\rho) d\rho$$

Rasterpunkte. In Prozenten der Gesamtzahl M_0 der ausgezählten Rasterpunkte ausgedrückt, fallen

$$dw = \frac{b^3}{\rho^3} \cdot P'(\rho) d\rho \quad (25)$$

Prozent der Rasterpunkte, innerhalb von Kugeln mit Radius zwischen ρ und $\rho + d\rho$, auf Schnittstrecken $< 2b$ von gegebener Richtung. Soll der gesamte Prozentsatz w von Rasterpunkten, die auf Schnittstrecken $< 2b$ von gegebener Richtung fallen, berechnet werden, so müssen zwei Fälle unterschieden werden: Ein Teilbetrag w_1 bezieht sich auf Rasterpunkte, die in Kugeln mit Radius $\rho < b$ liegen, ein Teilbetrag w_2 bezieht sich auf Rasterpunkte in Kugeln mit Radius $\rho > b$;

$$w_1 = P(b)$$

$$w_2 = \int_b^R \frac{P'(\rho) d\rho}{\rho^3} b^3, \quad R = \rho_{\max},$$

$$w(b) = P(b) + b^3 \int_b^R \frac{P'(\rho) d\rho}{\rho^3}. \quad (26)$$

Der Prozentsatz $w(b)$ von Rasterpunkten, die auf Schnittstrecken $< 2b$ von gegebener Richtung fallen, wird experimentell gefunden, z. B. durch Summation und graphische Ausgleichung der φ_k -Werte,

die nach dem auf S. 78 beschriebenen Verfahren gefunden werden können. Die Intervalleinteilung geht in die folgenden Formeln nicht ein, spielt aber für die Genauigkeit eine Rolle. $P(\rho)$ ist die gesuchte Funktion. Die Integralgleichung (26) läßt sich auf einfache Weise durch Differentiation lösen:

$$\begin{aligned} \frac{dw}{db} \cdot w' &= P'(b) + 3b^2 \int_b^R \frac{P'(\rho) d\rho}{\rho^3} - b^3 \frac{P'(b)}{b^3}, \\ w' &= -\frac{3(w - P(b))}{b}, \\ \underline{P(b) = w(b) - \frac{b}{3} \cdot \frac{dw}{db}}. \end{aligned} \quad (27)$$

$P(b)$ = der von Kugeln mit Radius $b = \rho \geq 0$ erfüllte Raumanteil des untersuchten Gebietes, in Prozenten von dessen Gesamtvolumen.

$w(b)$ = die auf Schnittstrecken bestimmter Richtung von der Länge $2b \geq 0$ fallenden Rasterpunkte in Prozenten sämtlicher gezählter Rasterpunkte.

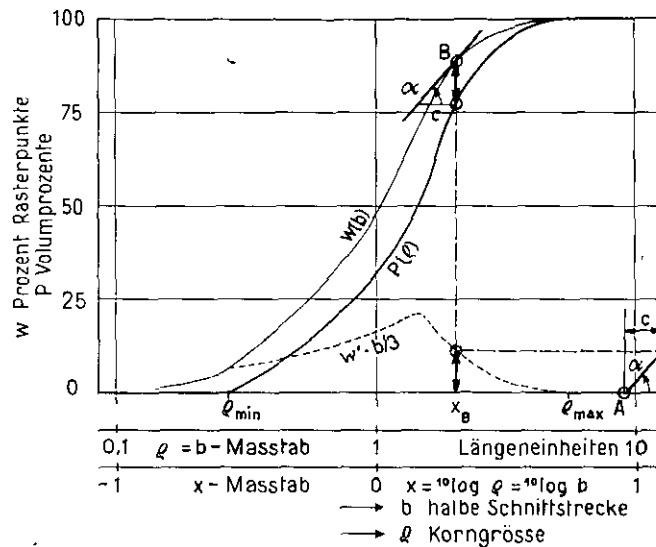


Fig. 29. Graphische Ermittlung der Korngrößenverteilung aus der Schnittstreckenstatistik: stetig verteilte Kugelradien.

Formel (27) ermöglicht eine einfache graphische Lösung. Die Funktion $w(b)$ wird graphisch in üblicher Weise aufgetragen (Summationskurve, mit logarithmischem horizontalem b - = ρ -Maßstab). In der arithmetischen Abszisse x der Fig. 29 ausgedrückt, mit $x = {}^u\log b = {}^u\log \rho$, schreibt sich Gleichung (27):

$$P = w - \frac{1}{3 \ln u} \cdot \frac{dw}{dx} = w - c \cdot \frac{dw}{dx}.$$

Der x -Wert von c kann für die beiden gebräuchlichen logarithmischen Einteilungen der b - = ρ -Achse ein für alle Mal angegeben werden:

Dekadisch, d. h. $\rho = b = 10^x : c_d = 0,14476$,

Wentworth-Skala, d. h. $\rho = b = 2^x : c_w = 0,48089$.

Um für einen Punkt B der Kurve $w(b)$ den zugehörigen Wert von $\frac{w' \cdot b}{3}$ zu erhalten, wird im Punkt B die Tangente an die Kurve gezogen. Die Parallele zu dieser Tangente durch einen auf der Abszissenachse im Abstand c von der Ordinatenachse liegenden Pol A schneidet die Ordinatenachse in der gewünschten Höhe $\frac{w' \cdot b}{3}$. Dieser Wert wird von $w(b)$ im Punkt B abgezogen und liefert einen Punkt der gesuchten Summationskurve $P(b) = P(\rho)$.

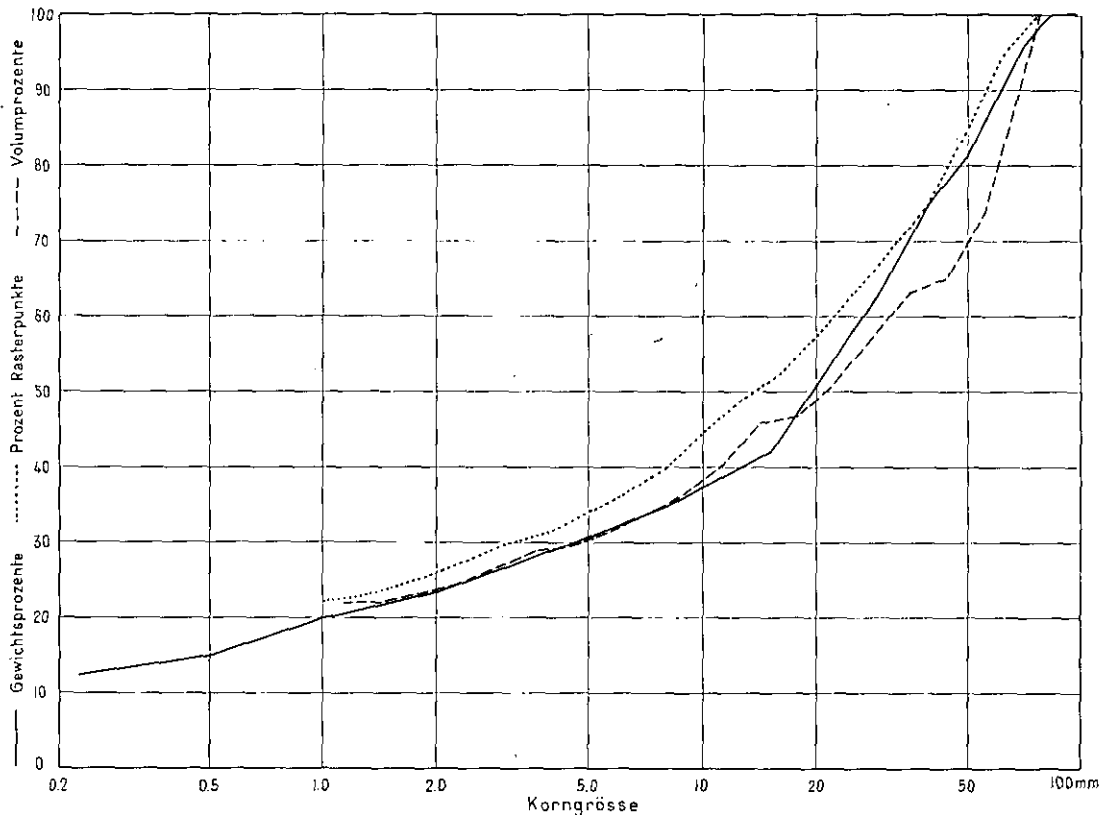


Fig. 30. Ergebnis einer Korngrößenanalyse am polierten Anschliff einer Betonprobe (s. Fig. 31); ausgezogene Linie = Siebkurve, nach der der Beton gemischt wurde, punktierte Linie = Streckenstatistik, gestrichelte Linie = Resultat der Analyse.

3. Beispiel

Die Fig. 30 gibt das Resultat einer Korngrößenanalyse, die nach der Rastermethode an einem Anschliff einer Betonprobe der EMPA ausgeführt wurde (Fig. 31). Die Ermittlung der Korngrößenverteilung aus der Schnittstreckenstatistik erfolgte nach den unter 1. und 2. beschriebenen Verfahren. Für die gröberen Fraktionen ist die Übereinstimmung zwischen den ermittelten Kornverteilungskurven und der bekannten Siebkurve nicht besonders gut, da die Anschlifffläche von $30 \times 30 \text{ cm}^2$ verglichen mit den größten Geröllen von 8 cm Durchmesser zu klein war. Die feinen Fraktionen stimmen dagegen gut.

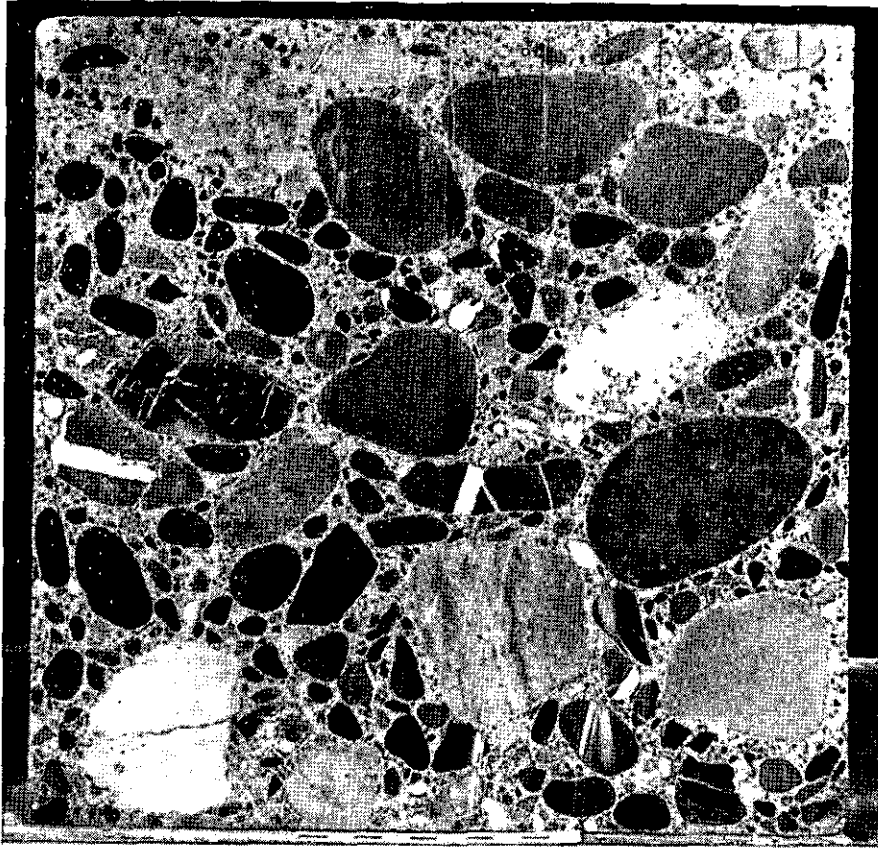


Fig. 31. Anschliff an Betonprobe $30 \times 30 \text{ cm}^2$.

Photo EMPA

Zusammenfassung

Die systematische Zusammenstellung der Methoden zur Bestimmung der Gesteinselastizität führt zur Erkenntnis, daß zwischen Methoden unterschieden werden kann, bei denen die Elastizität als charakterisierende Konstante des Gesteins gilt und solchen, bei denen sich die Elastizität als komplexe Erscheinung an einem kompliziert aufgebauten Material dartut. Im ersten Sinn ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer Longitudinalwellen (v_l -Werte = v -Werte) an anstehenden Gesteinen gemessen worden. Die Erschütterungen wurden durch Sprengung (meist an der Oberfläche) erzeugt und mit Tauchspulmikrophonen und Piezokristall-Beschleunigungsmessern in Distanzen von fünf bis wenigen hundert Metern aufgenommen und nach der nötigen Verstärkung auf einer rotierenden Trommel registriert. Bei der höchsten Umlaufgeschwindigkeit der Trommel ergab sich die Geschwindigkeit von 3 m/sec für den 1 m langen Registrierstreifen. An einigen Gesteinen sind zwecks relativer Vergleiche Longitudinal-, Torsions- und Biegeschwingungen von Stäben im Labor untersucht worden. Die verwendeten Methoden zu einer möglichst umfassenden petrographischen Charakterisierung werden beschrieben, wobei der Ermittlung der Korngröße von Konglomeraten besonders Rechnung getragen ist, da z. T. neue Wege beschritten worden sind. (Das verwendete Verfahren zur künstlichen Verwitterung der Gesteinsproben ist im petrographischen Teil beschrieben, während die theoretische Entwicklung der Verfahren zur Korngrößenbestimmung in einem Schnitt im Schlußkapitel behandelt ist.)

Es werden nur Messungen an Sandsteinen und Konglomeraten der schweizerischen Molasse mitgeteilt, und zwar von Aufschlüssen bei Ostermundigen, Bäch, Sorbach bei Eggwil, Ob. Frittenbach bei Langnau i. E., Goldau und Bergholz bei Ebmatingen. Vorgängig der tabellarischen Zusammenstellung der Meßresultate auf S. 51—52 sind die Aufschlüsse eingehend beschrieben. Die Resultate werden von verschiedenen Gesichtspunkten aus gesichtet. Die Frage der Definitionen für statistische Homogenität bzw. beschränkte Inhomogenität ist gestreift und durch die Ermittlung von Streuungen bei wechselnder Probengröße veranschaulicht. Bei sehr homogen erscheinenden Gesteinen sind an Elementen von 10 m Längserstreckung Streuungen von mindestens 7% in den v -Werten ermittelt worden. Mit $v_l = 2,22$ km/sec und $v_t = 1,27$ km/sec sind am gelben Ostermundiger Sandstein Werte gemessen worden, die für Bausandstein niedrig sind und durch die hohe Porosität von 18 bis 20% erklärt werden mögen. Dagegen zeigt der Bächer Sandstein, der 7% Porosität aufweist und merklich alpin disloziert worden ist, den erstaunlich hohen v -Wert von 4,48 km/sec. In Ostermundigen sind an Material, das sich nur in der Färbung unterscheidet, über dem Grundwasserspiegel v -Werte von durchschnittlich 2,22 km/sec, darunter solche von 3,05 km/sec, gefunden worden. Erklärungsmöglichkeiten nach der Theorie von GASSMANN (1951a) sind diskutiert. Die Konglomerate zeigen eine erstaunlich große Variabilität von sehr niedrigen v -Werten bis zu solchen um 5 km/sec. Erstere sind leicht verständlich im Zusammenhang mit typischen Zerfallserscheinungen an Konglomeraten. Die Erklärung letzterer ist mit BRUGGEMANS (1937) Theorie mit geringem Erfolg versucht worden. Hierzu ist u. a. $\sqrt{\frac{E}{\rho}}$ an Stäben von dichtem Quarzit im Labor mit etwa $5 \cdot 10^5$ cm/sec bestimmt worden. In bezug auf günstige Meßorte wurde

herausgefunden, daß sich außer frischen Aufschlüssen in Steinbrüchen usw. die Felssohlen von Bach-tobeln gut eignen.

Im letzten Kapitel sind die theoretischen Grundlagen zu verschiedenen Verfahren der Korngrößenbestimmung in einem Schnitt gegeben, die alle auf der Vergleichung mit Kugelgemischen beruhen. Es wird erkannt, daß bei starker Verschiedenheit der Korngrößen die passende Meßmethode darin besteht, mit Hilfe eines Rasters eine Auswahl von geschnittenen Körnern auszuscheiden. Für die Berechnung ist es von Vorteil, statt der Durchmesser Sehnen zu messen, weil dann die Abelsche Integralgleichung durch eine durch einfache Differentiation lösbare Gleichung ersetzt wird. Es werden besonders einfache numerische und graphische Verfahren mitgeteilt, die von der gemessenen Schnittstreckenstatistik zur volumprozentischen Kugelgrößenverteilung führen.

Summary

The elasticity of rocks may be measured by numerous methods. Only some of them give simple results which contribute a few characteristic figures to the description of the rock. With this end in view the velocity of propagation of longitudinal elastic waves (v — values = v -values) have been determined on a number of rocks in situ. The elastic waves were produced by small charges of explosive, fired at the rock-surface, and were picked up in distances from 5 to a few 100 meters. After having been appropriately amplified, the signals were registered on a rotating cylinder of 1 m circumference, the highest speed of the photographic recording paper being 3 m/sec. On some rocks the longitudinal, torsional and bending-vibrations of rectangular and circular columns were measured. The methods by which the petrology of the rocks was investigated are also described. Where new procedures were applied, as for instance for the determination of grain size in conglomerates, a more detailed description is given. (The procedure applied for the disintegration of rock samples is described in the petrological part, the theoretical treatment of grain-size determination in rock sections in the last chapter.)

The only measurements quoted refer to some sandstones and conglomerates of the Swiss molassic series (Cantons of Berne, Schwyz and Zurich). The outcrops are described in detail and the results of petrological and seismic investigations are stated in tables I—III on p. 51—52. They are discussed from different aspects. The problem of *statistic homogeneity* or *limited inhomogeneity* is briefly referred to and illustrated by the varying spread obtained on samples of various size. In highly homogeneous rocks a spread in the v -values of over 7% has been found in profiles of 10 m length. The yellow sandstone from Ostermundigen shows $v_1 = 2.22$ km/sec and $v_2 = 1.27$ km/sec. These values are small for a sandstone used for building purposes. The high porosity of 18—20% may be an explanation. On the contrary, the sandstone from Bäch, showing 7% porosity and considerable signs of dislocation due to the Alpine orogenesis, shows the astonishingly high v -value of 4.48 km/sec. Two types of Ostermundigen sandstone, different in colour only, show a mean v -value of 2.22 km/sec above and 3.05 km/sec below the groundwater level. An explanation based on the theory of GASSMANN (1951a) is discussed. The conglomerates show an extremely great variability from very low v -values up to such as high as 5 km/sec. The low values can be understood easily in consideration of the typical disintegration by weathering. An attempt to explain the high values by BRUGGEMANs (1937) theory met with little success.

For the purpose of this investigation the value of $\sqrt{\frac{E}{\rho}}$ was determined on cylindrical cores of dense quartzite (density 2.63 gr/cm³) and was found to be $5 \cdot 10^5$ cm/sec. It was found that beside quarries and other artificially produced fresh rock surfaces the in-situ rocks in creek-bottoms provided suitable outcrops.

In the last chapter the theory of different procedures for the determination of grain size in sections is given, all of them basing on distributions of spheres. It is concluded that when a great variety of grain sizes has to be dealt with, the only way of measuring large and small grains in a single operation is to restrict the measurements to a selection of grains, e. g. to such designated by a lattice of points laid on to the section. The calculations of grain-size distribution from sectional measurements is much easier when chords are measured instead of diameters; Abel's integral equation is then replaced by an equation which can easily be solved by simple differentiation. Especially simple numerical and graphic procedures are described by which the measured distribution of chords can be transformed into the size distribution (volume percentages) of spheres. An english paper od these methods has appeared in RÖTHLISBERGER (1955c).

Literaturverzeichnis

A. Mathematische, physikalische und geophysikalische Werke und Schriften

- ADAMS, F. D., und COKER, E. G. (1906): An investigation into the elastic constants of rocks, more especially with reference to cubic compressibility. Carnegie Institution of Washington, Publ. Nr. 46, 69 S.
- ADAMS, L. H., WILLIAMSON, E. D., und JOHNSTON, J. (1918): The determination of the compressibility of solids at high pressures. Jour. Am. Chem. Soc., Vol. 41, S. 12—42.
- ADAMS, L. H., und WILLIAMSON, E. D. (1923): The compressibility of minerals and rocks at high pressures. Jour. Franklin Inst., Vol. 195, S. 475—529; Papers Geophys. Lab. Carnegie Institution of Washington, Publ. Nr. 484.
- ADAMS, L. H., und GIBSON, R. E. (1926a): The compressibilities of dunite and of basalt glass and their bearing on the composition of the earth. Proc. Nat. Acad. Sci. USA, Vol. 12, S. 275—283.
- (1926b): Die Kompressibilität des Dunits und des basaltischen Glases und ihre Beziehungen zur Zusammensetzung der Erde. Beitr. Geophys., Vol. 15, S. 241—250.
- (1929): The elastic properties of certain basic rocks and of their constituent minerals. Proc. Nat. Acad. Sci. USA, Vol. 15, S. 713—724.
- ADAMS, L. H. (1931): The compressibility of fayalite and the velocity of elastic waves in peridotite with different iron-magnesium ratios. Beitr. Geophys., Vol. 31, S. 315—321; Papers Geophys. Lab. Carnegie Institution of Washington, Publ. Nr. 770.
- BANCROFT, D. (1941): The velocity of longitudinal waves in cylindrical bars. Phys. Rev., Vol. 59, S. 588—593.
- BAULE, H. (1951): Seismische Geschwindigkeitsmessung im Karbongestein unter Tag. Jour. Geophys. Research, Vol. 56, S. 157—161.
- (1953): Laufzeitmessungen an Bohrkernen und Gesteinsproben mit elektronischen Mitteln. Geophys. Prosp., Vol. 1, S. 111—124.
- BIRCH, F., und LAW, R. B. (1935): The measurement of compressibility at high temperatures and high pressures. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 46, S. 1219—1250.
- BIRCH, F., und DOW, R. B. (1936): Compressibility of glasses and rocks at high temperatures and pressures; seismological application. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 47, S. 1235—1255.
- BIRCH, F. (1937): The effect of pressure on the modulus of rigidity of several metals and glasses. Jour. of applied Phys., Vol. 8, S. 129—133.
- (1938): The effect of pressure upon the elastic parameters of isotropic solids, according to Murnaghan's theory of finite strain. Jour. of applied Phys., Vol. 9, S. 279—288.
- BIRCH, F., und BANCROFT, D. (1938a): Elasticity and internal friction in a long column of granite. Bull. Seismolog. Soc. Am., Vol. 28, Nr. 4, S. 243—254.
- (1938b): The effect of pressure on the rigidity of rocks. Jour. of Geol., Vol. 46, Nr. 1, S. 59—87, Nr. 2, S. 113—141.
- (1940): New measurements of the rigidity of rocks at high pressure. Jour. of Geol., Vol. 48, S. 752—766.
- BIRCH, F., SCHAIRER, J. F., und SPICER, H. C. (1942): Handbook of physical constants. Geol. Soc. Am., special papers Nr. 36, 325 S.
- BIRCH, F. (1943): Elasticity of igneous rocks at high temperatures and pressures. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 54, S. 263—286.
- BORN, W. T., und OWEN, J. E. (1935): Effect of moisture upon velocity of elastic waves in Amherst sandstone. Bull. Am. Ass. Petroleum Geol., Vol. 19, Nr. 1, S. 9—18.
- BOYLE, R. W., und SPROULE, D. O. (1931): Velocity of longitudinal vibration in solid rods (ultrasonic method) with special reference to the elasticity of ice. Canad. Jour. Research, Vol. 5, Nr. 6, S. 601—618.
- BREYER, J. (1930): Über die Elastizität von Gesteinen. Beitr. zur geophys. Erforschung der Erdkrinde, H. 1., Preuß. Geol. Landesanstalt, 53 S.; gekürzt in Zs. Geophys., Vol. 6, S. 98—111.
- BRIDGMAN, P. W. (1925): The compressibility of several artificial and natural glasses. Am. Jour. Sci., Vol. 7, Nr. 81, S. 359—367.

- BROCKAMP, B., und MOTHES, H. (1930): Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher I. Zs. für Geophys., Vol. 6, S. 482—500.
- BROCKAMP, B. (1931): Seismische Untersuchungen auf dem Pasterzegletscher II. Zs. für Geophys., Vol. 7, S. 232—240.
- BRUCKSHOW, J. M., und MAHANTA, P. C. (1952): The variation of the elastic constants of rocks with frequency. Bericht des EAEG-Kongresses, Mai.
- BRUGGEMAN, D. A. G. (1930): Elastizitätskonstanten von Kristallaggregaten. Diss. Utrecht.
- (1937): Berechnungen verschiedener physikalischer Konstanten von heterogenen Substanzen, III. Die elastischen Konstanten der quasi-isotropen Mischkörper aus isotropen Substanzen. Ann. der Phys., 5. Folge, Vol. 29, Nr. 2, S. 160 bis 178.
- CASTAN, A. (1929): Mesure du module de Young de quelques substances minérales par la méthode de percussion. Publ. du bureau centr. séism. int., Série A, Fasc. 6, S. 80—84.
- DALY, R. A. (1930): Nature of certain discontinuities in the earth. Bull. Seismolog. Soc. Am., Vol. 20, S. 41—52.
- (1946): Use of rock 'norms' in geophysical investigations. Am. Jour. Sci., Vol. 244, S. 697—709.
- EVISON, F. F. (1951): A new approach to the study of elastic propagation in rocks. Roy. Astr. Soc. London, Monthly notices, Geophys. suppl., Vol. 6, Nr. 4, S. 209—221.
- EWING, M. W., CRARY, A. P., und THORNE, A. M. (1934): Propagation of elastic waves in ice. Physics, Vol. 5, S. 165—168, 181—184.
- EWING, M. W., und CRARY, A. P. (1935): Propagation of elastic waves in limestone. Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 16, S. 100—103.
- FLORIN, R., KREIS, A., und SÜSTRUNK, A. (1948): Ergebnisse seismischer Geschwindigkeitsmessungen in der Schweiz. Verh. Schweiz. Naturf. Ges., Vol. 128, S. 118—120.
- FREY-BÄR, O. (1944): Die Berechnung der Betonauskleidung von Druckstollen. Schweiz. Bauzeitg., Vol. 124, Nr. 14, S. 177 bis 179, Nr. 15, S. 194—197.
- (1947): Die Dehnungsmessungen im Druckstollen des Kraftwerkes Lucendro. Schweiz. Bauzeitg., Jg. 65, Nr. 41, S. 557—561.
- GASSMANN, F., und WEBER, M. (1949): Kristallbeschleunigungsmesser des Instituts für Geophysik der ETH. Verh. Schweiz. Naturf. Ges., Vol. 129, S. 105—107.
- GASSMANN, F. (1951a): Über die Elastizität poröser Medien. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Vol. 96, S. 1—23.
- (1951b): Elastic waves through a packing of spheres. Geophysics, Vol. 16, Nr. 4, S. 673—685.
- GASSMANN, F., WEBER, M., und VÖGTLI, K. (1951a): Über Longitudinalschwingungen von Gesteinsstäben. Verh. Schweiz. Naturf. Ges., Vol. 131, S. 104—106.
- (1951b): Beitrag zur Ermittlung der innern Dämpfung (Werkstoffdämpfung) von Gesteinsstäben. Verh. Schweiz. Naturf. Ges., Vol. 131, S. 106—110.
- GRIME, G. (1935): Determination of Young's modulus for building materials by vibration method. London, Edinburgh and Dublin Phil. Mag. and Jour. Sci., Vol. 20, Nr. 2, S. 304—310.
- HEERMANN, O. (1954): Erdölgeologische Grundlagen der Aufschlußarbeiten im ostbayerischen Molassebecken. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. und -Ing., Vol. 21, Nr. 60, S. 5—22.
- HEINRICH, (1936): Bestimmung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer Wellen im oberschlesischen Karbon. Zs. für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen, Vol. 84, Nr. 10, S. 436—439.
- HUGHES, D. S., und JONES, H. J. (1950): Variation of elastic moduli of igneous rocks with pressure and temperature. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 61, S. 843—856.
- (1951): Elastic wave velocities in sedimentary rocks. Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 32, S. 173—178.
- HUGHES, D. S., und CROSS, J. H. (1951): Elastic wave velocities in rocks at high pressures and temperatures. Geophysics, Vol. 16, S. 577—593.
- HUGHES, D. S., und KELLY, J. L. (1952): Variation of elastic wave velocity with saturation in sandstone. Geophysics, Vol. 17, S. 739—752.
- IDE, J. M. (1935): Some dynamic methods for determination of Young's modulus. Rev. Sci. Instr., Vol. 6, Nr. 10, S. 296 bis 298.
- (1936a): Comparison of statically and dynamically determined Young's modulus of rocks. Proc. Nat. Acad. Sci. USA, Vol. 22, S. 81—92.
- (1936b): The elastic properties of rocks: A correlation of theory and experiment. Proc. Nat. Acad. Sci. USA, Vol. 22, S. 482—496.
- (1936c): An experimental study of the elastic properties of rocks. Geophysics, Vol. 1, Nr. 3, S. 347—352.
- (1937): The velocity of sound in rocks and glasses as a function of temperature. Jour. of Geol., Vol. 45, S. 689—716.
- IIDA, K. (1939a): Elastic and viscous properties of a certain kind of rock. Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 17, S. 59—78.
- (1939b): Determining Young's modulus and the solid viscosity coefficients of rocks by the vibration method. Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 17, S. 79—92.
- KISSLINGER, C. (1953): The effect of variations in chemical composition on the velocity of seismic waves in carbonate rocks. Geophysics, Vol. 18, S. 104—115.

- KÖHLER, R. (1929): Beobachtungen an Profilen auf See-Eis. *Zs. für Geophys.*, Vol. 5, S. 314—316.
- KRUMBEIN, W. C. (1951): Some relations among sedimentation, stratigraphy and seismic exploration. *Bull. Am. Ass. Petroleum Geol.*, Vol. 35, Nr. 7, S. 1505—1522.
- KUSAKABE, S. (1903): On the modulus of rigidity of rocks. *Publ. of the Earthq. Invest. Committee in foreign languages*, Nr. 14, Tokyo.
- (1904): Modulus of elasticity of rocks and velocities of seismic waves with a hint to the frequency of aftershocks. *Publ. Earthq. Inv. Committee*, Nr. 17.
- (1905): Kinetic measurements of the modulus of elasticity for 158 specimens of rocks. *Jour. College Sci., Imp. Univ. Tokyo*, Vol. 10, Art. 10.
- LEET, L. D., und EWING, M. W. (1931): Velocity of explosion-generated longitudinal waves in a nepheline syenite. *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 12, S. 61—65.
- (1932): Velocity of elastic waves in granite. *Physics*, Vol. 2, S. 160—173.
- LEET, L. D. (1933): Velocity of elastic waves in granite and norite. *Physics*, Vol. 4, Nr. 10, S. 375—385.
- (1938): Longitudinal velocities in some weathered and unweathered carboniferous rocks. *Bull. Seismolog. Soc. Am.*, Vol. 28, Nr. 3, S. 163—168.
- LINDER, A. (1945): *Statistische Methoden für Naturwissenschaftler, Mediziner und Ingenieure*. Verl. Birkhäuser, Basel, 150 S.
- MAURAIN, CH., EBLÉ, L., und LABROUSTE, H. (1925): Sur les ondes sismiques des explosions de la Courtine. *Jour. de Phys. et le Radium, Sér. 6*, Vol. 6, Nr. 3, S. 65—78.
- McMILLEN, J. H. (1946): The velocity of dilatation and Rayleigh waves in metal bars. *Jour. Acoustic Soc.*, Vol. 18, S. 190 bis 199.
- MOTHES, H. (1927): Seismische Dickenmessung von Gletschereis. *Zs. für Geophys.*, Vol. 3, S. 121—134.
- (1929): Neue Ergebnisse der Eisseismik. *Zs. für Geophys.*, Vol. 5, S. 120—144.
- NAGAOKA, H. (1900): Elastic constants of rocks and the velocity of seismic waves. *Phil. Mag.*, Ser. 5, Vol. 50, Nr. 302, S. 53—68.
- NÖRLUND, N. E., und BROCKAMP, B. (1934): Seismische Feldarbeiten in Dänemark, durchgeführt vom geodätischen Institut in den Jahren 1932—1933, I. Teil. *Inst. Géodésique de Danemark, Mémoires*, Ser. 3, Vol. 2.
- OLIPHANT, C. W. (1950): Comparison of field and laboratory measurements of seismic velocities in sedimentary rock. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 61, S. 759—787.
- PARSHAD, R. (1945): Measurement of ultrasonic velocities in extended solids. *Nature*, Vol. 156, Nr. 3969, S. 637.
- (1946): Determination of transverse wave velocities in solids. *Nature*, Vol. 158, Nr. 4022, S. 789.
- PICHOT, M. (1927): Modules d'élasticité des roches. *Jour. de Phys. et le Radium, Sér. 6*, Vol. 8, Nr. 10, S. 422—432.
- REGULA, W. (1940): Untersuchungen elastischer Eigenschaften von Gesteinsstäben. *Zs. für Geophys.*, Vol. 16, S. 40—56.
- REICH, H. (1927): Über die elastischen Eigenschaften von Gesteinen und damit zusammenhängende geologische Fragen. *Beitr. Geophys.*, Vol. 17, S. 86—117.
- (1945): Seismische Probleme im Alpenvorland. *Verh. Geol. Bundesanstalt Wien*, H. 1—3, S. 55—66.
- (1946): Über das elastische Verhalten des Tertiärs im Alpenvorland. *Naturwiss.*, Vol. 33, S. 345—347.
- (1949): Geophysikalische Probleme im bayrisch-schwäbischen Donau-Raum. *Erdöl und Kohle*, Vol. 2, Nr. 3, S. 81—87.
- (1951): Ergebnisse seismischer Untersuchungen im Kohlenbergwerk Peißenberg. *Erdöl und Kohle*, Vol. 4, S. 538—543.
- ROESS, J. (1935): Sur l'étude de l'élasticité des roches par la méthode de restitution. *C. R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 200, Nr. 2, S. 147—149.
- RÖTHLISBERGER, H. (1949): Messung der Geschwindigkeit elastischer Wellen in Sandstein. *Verh. Schweiz. Naturf. Ges.*, Vol. 129, S. 107—109.
- RÖTHLISBERGER, H., und VÖGTLI, K. (1952): Geophysikalische Untersuchungen auf dem Stadlerberg (Kt. Zürich). *Verh. Schweiz. Naturf. Ges.*, Vol. 132, S. 126—128.
- RÖTHLISBERGER, H. (1955a): Seismische Charakterisierung einiger Molassetypen durch Messungen am Anstehenden. *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. und -Ing.*, Vol. 22, Nr. 62, S. 52—56.
- (1955b): Studies in glacier physics on the Penny Ice Cap, Baffin Island, 1953, Part III: Seismic sounding. *Jour. of Glaciology*, Vol. 2, Nr. 18, S. 539—552.
- SHIMOGURU, D. (1952): Dynamical measurements of the elastic constants of rocks subjected to initial stress. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 30, S. 63—69.
- SMITH, A. L., und WILSON, J. H. (1937): Abnormal velocities in sedimentary beds in eastern Utah. *Geophysics*, Vol. 2, Nr. 1, S. 56—62.
- SORGE, E. (1930): Die ersten Dickenmessungen des grönländischen Inlandeises. *Zs. für Geophys.*, Vol. 6, S. 22—31.
- STÖCKE, K., HERMANN, H., und UDLUFT, H. (1934): Gebirgsdruck und Plattenstatik I. *Zs. für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen*, Vol. 82, S. 307—354.
- (1936): Gebirgsdruck und Plattenstatik II. *Zs. für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen*, Vol. 84, Nr. 11, S. 467—503.
- SUMMERS, G. C., und BRODING, R. A. (1952): Continuous velocity logging. *Geophysics*, Vol. 17, S. 598—614.

- SÜSSTRUNK, A. (1953): Les procédés sismiques appliqués à l'étude du sous-sol en Suisse. Comptes Rendus 3. Congr. Int. de Mécanique des Sols et des Travaux de Fondations, Vol. I, Session 3/18, S. 309—312.
- SWAN, B. G., und BECKER, A. (1952): Comparison of velocities obtained by delta-time analysis and well velocity surveys. Geophysics, Vol. 17, S. 575—585.
- THUM, A., und WUNDERLICH, F. (1935): Der Einspannwert. Zs. des Ver. Deutsch. Ing., Vol. 79, Nr. 38, S. 1137—1139.
- VON THYSSSEN, S. (1938): Ein neues Gerät zur Bestimmung von Laufzeiten elastischer Wellen in Bohrkernen. Öl und Kohle. Vol. 14, H. 46.
- VON THYSSSEN, S., und RÜLKE, O. (1939): Beschreibung des neuen Gerätes zur Bestimmung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer Wellen in Gesteinsproben und einige Meßergebnisse. Zs. für Geophys., Vol. 15, S. 130—140.
- VON THYSSSEN, S. (1940): Die Temperaturabhängigkeit von Laufzeiten elastischer Wellen einiger Gesteine. Beitr. zur angew. Geophys., Vol. 8, Nr. 2, S. 243—255.
- VOGEL, C. B. (1952): A seismic velocity logging method. Geophysics, Vol. 17, S. 586—597.
- VOIGT, W. (1928): Lehrbuch der Kristallphysik. Verl. Teubner, Leipzig und Berlin, 978 S.
- WEATHERBY, B. B., BORN, W. T., und HARDING, R. L. (1934): Granite and limestone velocity determination in Arbuckle Mountains, Oklahoma. Bull. Am. Ass. Petroleum Geol., Vol. 18, Nr. 1, S. 106—118.
- WEBER, M. (1949): Beitrag zur Messung von Erschütterungen. Helv. Phys. Acta, Vol. 22, Nr. 4, S. 425—456; Diss. ETH.
- (1951): Eine neue Erschütterungsmeßapparatur und ihre Anwendung. Schweizer Archiv, Vol. 5, S. 129—139.
- WHITE, J. E., und SENGBUSH, R. L. (1953): Velocity measurements in near-surface formations. Geophysics, Vol. 18, S. 54—69.
- WIDESS, M. B. (1952): Salt solution, a seismic velocity problem in western Anadarko Basin, Kansas-Oklahoma-Texas. Geophysics, Vol. 17, S. 481—504.
- ZISMAN, W. A. (1933a): Young's modulus and Poisson's ratio with reference to geophysical applications. Proc. Nat. Acad. Sci. USA, Vol. 19, S. 653—665.
- (1933b): Compressibility and anisotropy of rocks at and near the earth's surface. Proc. Nat. Acad. Sci. USA, Vol. 19, S. 666—679.
- (1933c): Comparison of the statically and seismologically determined elastic constants of rocks. Proc. Nat. Acad. Sci. USA, Vol. 19, S. 680—686.
- (1933d): Elastic properties of rocks at and near the earth's surface and their relations to seismology. Beitr. Geophys., Vol. 39, S. 408—425.

B. Petrographische, geologische und geographische Werke und Schriften, geologische Karten

- BAUMBERGER, E. (1929): Die Deutung des Rigi- und Roßbergprofils auf Grund neuer Fossilfunde. Verh. Natf. Ges. Basel, Vol. 40, S. 295—312.
- BECK, P., und RUTSCH, R. (1949): Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Blätter 336—339, Münsingen, Konolfingen, Gerzensee und Heimberg.
- BUXTORF, A. (1951): Erläuterungen zu Blatt 2 (Basel-Bern) der Geol. Generalkarte Schweiz 1:200000.
- CHAYES, F. (1949): A simple point counter for thin-section analysis. Am. Mineralogist, Vol. 34, S. 1—11.
- GEOL. EXKURSIONEN in der Umgebung von Zürich (1946). Herausg.: Geol. Ges. Zürich, Verlag: Gebr. Leemann & Co., Zürich, 151 S.
- GERBER, E. (1927): Geol. Karte von Bern und Umgebung 1:25000. Kümmerly & Frey AG, Bern.
- (1950): Erläuterungen zum Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Blätter 142—145, Fraubrunnen, Wynigen, Hindelbank und Burgdorf.
- HALDEMANN, E. G. (1948): Geologie des Schallenberg-Honegg-Gebietes (Oberes Emmental). Diss. Bern, Innsbruck, 124 S.
- HEIM, ALBERT (1919): Geologie der Schweiz, Bd. I, Molasseland und Juragebirge. Verlag Tauchnitz, Leipzig, 704 S.
- KISSLING, E. (1903): Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuß. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, II. Liefg.
- KOPP, J. (1936): Die Bergstürze des Roßberg. Eclogae Geol. Helv., Vol. 29, S. 490—493.
- LIECHTI, W. (1928): Geologische Untersuchungen der Molasse-Nagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 61. Liefg.
- VON MOOS, A., und DE QUERVAIN, F. (1948): Technische Gesteinskunde. Verlag Birkhäuser, Basel, 221 S.
- NIGGLI, P., GRUBENMANN, U., JEANNET, A., und MOSER, R. (1915): Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, V. Liefg.

- NIGGLI, P., und NIGGLI, E. (1948): Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. I, Allgemeine Lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten. Verlag Birkhäuser, Basel, 540 S.
- (1952): Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. II, Exogene Gesteine und Minerallagerstätten. Verlag Birkhäuser, Basel, 557 S.
- DE QUERVAIN, F., und JENNY, V. (1951): Verhalten der Bausteine gegen Witterungseinflüsse in der Schweiz, Teil II. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 30. Liefg.
- DE QUERVAIN, F. (1953): Untersuchungen an Gesteinsmaterial für bituminöse Straßenbeläge. Straße und Verkehr, Vol. 39, Nr. 3, S. 63—70.
- RENZ, H. H. (1937): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 30, S. 87—214.
- RUTSCH, R. (1933): Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 66. Liefg.
- (1947): Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 87. Liefg.
- SCHMALZ, K. L. (1951): Von der Holzgemeinde zur Steingemeinde. Aus der Geschichte von Ostermundigen. Der Bund, Nr. 415, S. 7 und 9, Donnerstag 6. Sept., Morgenausgabe.
- SCHUPPLI, H. M. (1952): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, IV. Teil. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 26. Liefg., Teil 4, 79 S.
- SPECK, J. (1945): Fährtenfunde aus dem subalpinen Burdigalien und ihre Bedeutung für Facies und Paläogeographie der oberen Meeresmolasse. *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 38, S. 411—416.
- (1953): Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee. Diss. ETH, Zug, 175 S.
- STRASSENBAU (1942): Schriftenreihe zur Frage der Arbeitsbeschaffung. Bautechn. Reihe Nr. 8.
- ZINGG, T. (1934): Erläuterungen zum Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Blätter 226—229, Mönchaltorf, Hinwil, Wädenswil, Rapperswil.
- (1935): Beitrag zur Schotteranalyse. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Vol. 15, S. 39—140. Diss. ETH.

C. Literatur über die Korngrößenbestimmung an einem Schnitt

- CHAYES, F. (1950a): On the bias of grain-size measurements made in thin section. *Jour. of Geol.*, Vol. 58, S. 156—160.
- (1950b): Measurement of intercept distances in thin section. *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 31, S. 870—872.
- (1951): On the bias of grain-size measurements made in thin section: A reply. *Jour. of Geol.*, Vol. 59, S. 274—275.
- GREENMAN, N. N. (1951a): On the bias of grain-size measurements made in thin-section: A discussion. *Jour. of Geol.*, Vol. 59, S. 268—274.
- (1951b): The mechanical analysis of sediments from thin-section data. *Jour. of Geol.*, Vol. 59, S. 447—462.
- HAGERMAN, T. H. (1924): En metod för bedömning av kornstorlecken och sorteringsgraden inom finkorninge mekanisk sedimentära bergarter. *Geol. Foren. Förhandl.*, Vol. 46, S. 325.
- JOHNSON, W. A. (1946): Estimation of spatial grain-size. *Metall Progress* (Am. Soc. for Metals, Cleveland, Ohio), Vol. 49, S. 87—92.
- KRUMBEIN, W. C. (1935): Thin section mechanical analysis of indurated sediments. *Jour. of Geol.*, Vol. 43, S. 482—496.
- KRUMBEIN, W. C., und PETTJOHN, F. J. (1938): Manual of sedimentary petrography. Appleton-Century-Crofts Inc., New York, 549 S.
- KRUMBEIN, W. C. (1950): Grain-size measurements made in thin section: Comments. *Jour. of Geol.*, Vol. 58, S. 160.
- MÜNZNER, H., und SCHNEIDERHÖHN, P. (1953): Das Schnenschnittverfahren. Eine Methode zur Bestimmung der Korngrößenverteilung klastischer Sedimentgesteine aus Dünnschliffen. *Heidelberger Beitr. zur Min. und Petr.*, Vol. 3, S. 456—471.
- PACKHAM, G. H. (1955): Volume-, weight-, and number-frequency analysis of sediments from thin-section data. *Jour. of Geol.*, Vol. 63, S. 50—58.
- ROSENFELD, M. A., JACOBSEN, L., und FERM, J. C. (1953): A comparison of sieve and thin-section technique for size analysis. *Jour. of Geol.*, Vol. 61, S. 114—132.
- RÖTHLISBERGER, H. (1955 c): An adequate method of grain-size determination in sections. *Jour. of Geol.*, Vol. 63, S. 579—584.
- SELIGMAN, G. (1949): The growth of the glacier crystal. *Jour. of Glaciology*, Vol. 1, Nr. 5, S. 254—267.
- VUAGNAT, M. (1949): Granulométrie réelle et granulométrie apparente. *Archives des Sciences*, Genève, Vol. 2, Fasz. 3, S. 423—477.
- WICKSELL, S. D. (1924): A study of the properties of globular distributions. *Arch. f. Math., Astron. och Physik*, Vol. 18.
- (1925): The corpuscle problem. A mathematical study of a biometric problem. *Biometrika*, Vol. 17, S. 84—99.
- (1926): The corpuscle problem. Case of ellipsoidal corpuscles. *Biometrika*, Vol. 18, S. 152—172.