

Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl, seine Abhängigkeit vom Untergrund in Gesteins- ausbildung und Gebirgsbau

Von Gustav Götzing und Hermann Vettters

(Mit 1 Karte [Tafel I] und 5 Textfiguren)

Einleitung.

Die Verfasser vorliegender Arbeit wurden seitens der Geologischen Bundesanstalt mit der geologischen Neuaufnahme des Kartenblattes Baden-Neulengbach (Z. 13, Kol. XIV der Karte 1:75.000) in der Weise beauftragt, daß G. Götzing das Flyschgebiet, H. Vettters das Jungtertiär des Alpenvorlandes als Arbeitsgebiet zufiel.

Gelegentlich einer Untersuchung der Kohlenvorkommen bei Neulengbach und Starzing durch den Letztgenannten zeigte sich, daß der Flyschrand und das angrenzende jüngere Vorland von einem weit komplizierteren Gebirgsbau beherrscht werden, als die früheren Aufnahmen durch D. Stur¹⁾ und O. Abel²⁾ annehmen ließen, dessen Entzifferung in dem wenig aufgeschlossenen Gebiete sehr eingehende Untersuchungen nötig machte.

Zugleich erschien es angezeigt, dieses Grenzgebiet der beiden Aufnahmsanteile gemeinsam zu bearbeiten.

Dies geschah in den Jahren 1919 bis 1922 in der Weise, daß viele Begehungen gemeinsam durchgeführt wurden und die entscheidenden Örtlichkeiten wiederholt zu verschiedenen Jahreszeiten besucht wurden, besonders aber im Spätherbst und ersten Frühjahr, wo die geringere Vegetation bessere Beobachtung erlaubt.

Dem beiläufig 14 Kilometer langen und im Durchschnitte 8 Kilometer breiten Gebirgsstreifen wurde eine Aufnahmezeit von rund 100 Arbeitstagen gewidmet.

¹⁾ Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien. 1801. Blatt Baden-Neulengbach 1891. Erläuterungen von A. Bittner und C. M. Paul, 1894.

²⁾ Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jahrb. d. Geol. R. A., LIII, 1903, S. 91 bis 140. Originalaufnahmsblätter in der Kartensammlung der geologischen Bundesanstalt.

Die vorliegende Arbeit enthält die stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse der neuen Untersuchungen. Die montanistischen Ergebnisse werden in einer besonderen Mitteilung veröffentlicht.¹⁾

Da die früheren geologischen Untersuchungen über dieses Gebiet in Abels Arbeit und einer im vergangenen Jahre erschienenen Studie²⁾ besprochen worden und die bisherigen Angaben über das Kohlenvorkommen des Gebietes in der folgenden Arbeit¹⁾ erwähnt werden, kann an dieser Stelle von einer Besprechung der älteren Arbeiten von J. Čížek³⁾, F. v. Hauer⁴⁾ und der neueren von W. Petrascheck⁵⁾ und E. Nowak⁶⁾ abgesehen werden.

I. Die gebirgsbildenden Schichten.

An der Schichtfolge des untersuchten Gebietes nehmen nach O. Abels⁷⁾ Gliederung folgende Schichtgruppen teil:

1. Flysch.
2. Melker Sand mit der kohlenführenden Serie.
3. Buchbergkonglomerat.
4. Tone und Sandsteine in Schlierfazies.

(Die jüngeren Oncophoraschichten treten erst nordwestlich des hier behandelten Gebietes auf [Haspelwald und Lußholzerwald]).

Als Auf- und Einlagerungen des späteren Erosionsreliefs kommen vor:

5. Pliozäne Flußschotter.
6. Diluviale Schotter (Hochterrassen- und Niederterrassenschotter).
7. Gehängelehm und Lößlehm.
8. Alluvionen (Schotter, Sande, Lehme).

1. Flysch.

a) Neokom.

Am Außensaum der Flyschzone zwischen Christophen-Neulengbach-Kogl treten folgende Gesteinsgesellschaftungen auf:

feinkörnige blaugraue, braun verwitternde, vielfach plattige Kalksandsteine mit Kalzitadern;

¹⁾ H. Vettors, Die Braunkohlenvorkommen von Neulengbach, Starzing und Hagenau in Niederösterreich. Dieses Jahrbuch, S. 39.

²⁾ H. Vettors, Zur Altersfrage der Braunkohle von Starzing und Hagenau in Niederösterreich. Verh. d. Geol. Bundesanst., 1923. S. 115.

³⁾ Geognostische Karte der Umgebungen Wiens. Erläuterungen. 1849. Bericht über die Aufnahmen der I. Sektion 1851. Jahrb. d. Geol. R. A. III, 1. Heft, S. 98. 1852.

Die Braunkohle von Hagenau und Starzing. Ebenda, 2. Heft, S. 41.

⁴⁾ Über die Eozängebilde im Erzherzogtum Österreich und Salzburg. Jahrb. Geol. R. A. IX. 1858. S. 103.

⁵⁾ Die miozäne Schichtfolge am Ostfuße der Alpen. Verh. d. Geol. R. A. 1915, S. 310.

Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrande. Jahrb. d. Geol. Staatsanst., LXX, 1920, S. 254 bis 272.

⁶⁾ Studien am Südrande der böhmischen Masse. Verh. d. Geol. Staatsanst. 1921, S. 37.

⁷⁾ O. Abel, Studien in den Tertiärbildungen des Fulmer Beckens. Jahrb. d. Geol. R. A. 1903, S. 91 f.

rote, graue, braune Schiefertone; darin als bezeichnende Einlagerungen mehr weniger lichte Kalkmergel und Mergelkalke, häufig mit braunen und schwarzen Hornsteinen, zum Teil auch Fukoidenmergel, petrographisch den Aptychenkalcken ähnelnd, seltener auch weißen dichten Tithonkalcken ähnliche Kalke. Sehr auffallend sind dünnbankige bis dünn-schieferige braungraue kieselige Sandsteine, eckig zersplitternd. In diesem charakteristischen Gesteinskomplex fehlen aber auch gröberkörnige, gelbe und gelbbraune, mürbe Sandsteine und lichtere Arkosen nicht, welche im Handstück teils an Greifensteiner Sandstein, teils an Melker Sand erinnern.

Es ist dies eine Gesteinsvergesellschaftung, welche bezeichnend ist für einen Teil der Wolfpassinger Schichten Sturs, deren Außensaum in der Gegend von Königstetten und St. Andrä durch die Fossilfundpunkte Jaegers als Neokom festgestellt wurde.¹⁾ Uns gelang es leider nicht, in den hornsteinführenden Mergelkalcken Aptychen oder sonstige Fossilien zu finden, aber die vollständige gesteinsmäßige Übereinstimmung unserer Schichten mit denen von St. Andrä, wovon wir uns durch vergleichende Begehungen überzeugten, berechtigt wohl, auch hier den an Außensaum des Flyschrandes auftretenden Schichten das gleiche Alter zuzuschreiben, wie auch schon Jaeger nach zwei Beobachtungen bei Kronstein und Burgstall andeutete. Im besonderen wäre die Hauptmasse unserer Zone mit der im Hangenden der Aptychenschichten von St. Andrä erscheinenden Gesteinsgruppe (Unterkreide nach Jaeger) zu vergleichen.

Wir haben also hier eine Flyschfazies des Neokom, der auch kalkalpine Elemente nach Art der Aptychenkalke und Hornsteinkalke nicht fehlen.

Ein schöner Aufschluß der Mergelkalke mit Hornsteinen befindet sich besonders im oberen Teil des von Nord kommenden Seitengrabens des Häuselbaches unterhalb des Geböfles Burgstall. Fukoidenmergel mit hornsteinführenden Mergelkalcken fanden wir zum Beispiel auf den Äckern östlich von Au bei den Häusern östlich von Kote 251 (Originalaufnahme 1:25000)²⁾ und in einem Gelegenheitsaufschluß beim Gehöft Hofstädter mit braugrauen Kalcken, dunklen Mergelschiefen mit Spatadern und plattigen Sandsteinen. Weiße, dichte Kalke von Tithonhabitus beobachteten wir gelegentlich einer Brunnengrabung bei den obersten Häusern von Haag, südlich von Neulengbach, mit roten und braunen Schiefertönen vergesellschaftet.³⁾ Einen schönen Aufschluß in gebänderten kieseligen Sandsteinen bildet der kleine Schotterbruch am Rücken südwestlich von Erlaa, hart am Feldweg oberhalb des Burgstaller Fahrweges, wo 10 bis 30 Zentimeter starke Bänke des hornsteinähnlichen Sandsteines mit 3 bis 5 Zentimeter starken Zwischenlagen von grauen und schwarzen Tonschiefen wechsellagern. Die bunten Schiefer, welche an und für sich für die Altersfixierung nicht bezeichnend sind, da ähnliche bunte Schiefer auch aus der Oberkreide und dem Alttertiär des Wiener Waldes bekannt sind, haben eine weite Verbreitung, an dem charakteristischen, meist rotonigen Boden leicht erkennbar. Schöne Aufschlüsse davon sahen wir zum Beispiel in dem vom Eichberg (382 Meter) zum Schönbach nach NNO laufenden Graben. Graue Tonschiefer mit plattigen körnigen Sandsteinen und gebänderten kieseligen Sandsteinen waren am Fahrweg N vom Aichhof gut zu beobachten.

¹⁾ R. Jaeger, Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wiener Waldes. Mitteil. d. Geol. Ges. 1914, S. 127/128.

²⁾ Abkürzung stets im folgenden O. A.

³⁾ Tithonkalkähnliche graue und blaugraue Kalke mit kieseligen Sandsteinen sind im Wald östlich Kote 270 (O. A.) S von Haag (S von Neulengbach) zu sehen.

b) Oberkreide.

Der Neokomflysch bildet überall den Außensaum der Flyschzone und kommt auch in einzelnen schmalen Aufbrüchen nördlich der zusammenhängenden Flyschfront in Aufpressungen vor. Er dürfte zwischen Neulengbach und Pamet die größte Breitenstreckung haben. Der Bergzug südlich aber, der Kuhreiter Berg südlich von Anzbach, der westlich anschließende Kleine Weinberg und die Hänge nach dem Großen Tullntal bis Christophen bestehen bereits aus Oberkreideschichten, den Inoceramenschichten des Wiener Waldes. Das vorherrschende Gestein sind meist wohlgebankte, zumeist feste blaue, gelblich verwitternde Kalksandsteine, durch größere Härte von den neokomen verschieden. Häufige Zwischenlagerung von sonst für die Inoceramenschichten des Wiener Waldes bezeichnenden Fukoidenmergelkalken und Mergeln (auch mit Helminthoiden) mit ihren dünnen schieferigen Kalkmergeln lassen die Zurechnung der ganzen Gesteinsgruppe zu den Inoceramenschichten berechtigt erscheinen. Eine scharfe Grenze gegenüber den neokomen Randgesteinen ist nirgends zu beobachten, vielmehr gehen allmählich die Kalksandsteine des Neokom in die härteren der Oberkreide über und die auf der Karte 1 : 28.800 eingetragene beiläufige Grenze wurde nach dem häufigeren Auftreten der Fukoidenmergel gezogen.

Charakteristische Aufschlüsse in den Oberkreideschichten findet man südlich von Christophen im Bachbett unter der Steilstufe unterhalb Hinterberg und westlich davon im Orte Oberndorf; ferner in den vom Kl. Weinberg nach Norden ziehenden Gräben und am SW-Abhang des Kuhreiterberges (514 Meter) in Wechsellagerung mit mächtigen Sandsteinbänken im Steinbruch beim W. H. zum Felsenkeller, südlich von Unter-Thurn. Aufschließungen in den harten Kalksandsteinen sind am Rücken vom Kl. Weinberg über die Gehöfte Haagen und Gottleitsberg.

Grobkörnige mürbe gelbe Sandsteine, welche die Höhe des Kl. Weinberges (493 der O. A.) und die von Götzwiesen einnehmen und in den Abhängen gegen Allengbach verbreitet sind, haben petrographisch wenigstens vollständige Ähnlichkeit mit dem eozänen Greifensteiner Sandstein, dem sie vielleicht schon zuzurechnen sind.

2. Melker Sand (mit der kohlenführenden Serie).

Von den dem Flyschrand vorgelagerten jüngeren Sedimenten ist das Vorkommen des Melker Sandes besonders merkwürdig. Verbreitet ist er vor allem in der Hügelzone zwischen dem Flyschbergland und dem Konglomeratrücken des Buchberges; nach Westen setzt er sich nach Abel bis über Kirchstetten, nach Osten bis gegen Königstetten längs des Alpenrandes fort.

Er ist ein auffallend weißer, seltener gelblich und bräunlich oxydierter, ziemlich reiner Quarzsand von feinem, gelegentlich auch grobem (Erbsengröße) Korn. Als Nebenbestandteile kommen häufig kaolinisierte Feldspäte, bei groben Abarten Muskovitschuppen vor.

Gute Aufschlüsse sind westlich von Hagenau im Hohlweg südwestlich von Erlaa, an der Wasserscheide bei Kote 348 zwischen Burgstall und Hofstädter (mit erbsengroßen Quarzgeröllen und Granitgeröllen), am Südfuß der Kote 309 unterhalb der Straße Laa-Unter-Dammbach, in der Grube heim Gehöft Stocket und am Fahrweg von Haag nach St. Lorenz (grobkörnig).

Der Melker Sand gleicht vollständig den Melker Sanden des Süd- und Ostrand der böhmischen Masse. Auch die Linzer Sande¹⁾ und Retzer

¹⁾ H. Commenda, Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. 1900, S. 153.

Sande ¹⁾ sind nichts anderes. Abgesehen von gelegentlichen Konkretionen („Mugeln“) erscheint er auch manchmal als mäßig harter Sandstein, bei dessen Verwitterung rundliche Blöcke entstehen.

(Beispiele: Im oberen Schönbachgraben, Hohlweg von St. Lorenz auf den Buchberg; „Mugeln“ am rechten Statzhachgehänge unterhalb Starzing.)

Der Melker Sand ist auch in unserem Gebiet eine Seichtwasserbildung eines aus kristallinen Gesteinen (Granit vorwiegend) gebildeten Strand. Dafür spricht das häufige Vorkommen von Quarz- und kristallinen Geröllen einerseits, während andererseits die zahlreich auftretenden eckigen Trümmer kristallinischer Gesteine, und zwar vornehmlich Granit, seltener Gneis, Quarzit und Gangquarz u. a. als aufgepreßte Scherlinge aufzufassen sind.

Anreicherungen von solchen Granittrümmern beobachteten wir im schon erwähnten Hohlweg südwestlich von Erlaa, auf den Feldern westlich des Hofstädter, heiderseits des linksseitigen, vom Rücken von Gschwendt herabziehenden Seitengrabens des bei Au in den Anzbach mündenden Baches, auf der Höhe oberhalb Stocket, an der Straße westlich von Unter-Dammbach, an der Südlehne unterhalb Tausendblum und weiter westlich beim Schloß Baumgarten, im oberen Schönbachgraben und im östlichen Gebiet von Kogl bei Kreuth.

Trotz der geographischen Nachbarschaft der Flyschzone fehlen Flyschgerölle im Melker Sand fast vollständig, ein negatives Merkmal des Melker Sandes, welches ebenso deutlich wie die oben beschriebenen positiven Merkmale gegen eine Entstehung des Melker Sandes in transgredierender Auflagerung auf dem Flysch spricht, wie W. Petrascheck nach seiner Auffassung der normalen Lagerungsverhältnisse anzunehmen scheint. ²⁾

Der Melker Sand wurde von O. Abel ³⁾ und neuerdings von E. Nowack ⁴⁾ als Ablagerung des Oberoligozäns und Untermiozäns aufgefaßt, während W. Petrascheck ⁵⁾ ihn nur als Aquitanien (= erste Mediterranstufe nach seiner Auffassung) ansieht. Wir schließen uns der Ansicht Abels, beziehungsweise Nowacks an. Zu den in der Literatur bereits angegebenen paläontologischen Gründen für die teilweise Gleichalterigkeit mit den Eggenburger Schichten wäre noch das von E. Sueß ⁶⁾ und H. Vettters ⁷⁾ erwähnte Fossilvorkommen im Retzer Sand bei Unter-Nalb anzuführen. Für das teilweise oligozäne Alter spricht das Verhältnis zu den kohleführenden Schichten von Starzing, über deren Alter im folgenden Näheres gesagt werden soll.

¹⁾ H. Vettters, Geolog. Gutachten über die Wasserversorgung der Stadt Retz. Jahrb. geol. R. A. 1917, S. 462 ff.

²⁾ W. Petrascheck, Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrande. J. geol. B. A. 1920, S. 257, und: Die miozäne Schichtfolge am Fuße der Ostalpen. Verh. geol. R. A. 1915, S. 317.

³⁾ O. Abel, Jahrb. 1903, S. 96.

⁴⁾ E. Nowack, Studien am Südrand der böhmischen Masse. Verh. geol. St. A. 1921, S. 4.

⁵⁾ W. Petrascheck, Kohlengeologie der österreichischen Teilsstaaten. Berg- u. hüttenmänn. Jahrb. 1921, II. Bd., S. 16, und Jahrb. 1920, S. 257.

⁶⁾ E. Sueß, Unters. über den Charakter der österr. Tertiärlagerungen. S. B. der Akad. der Wiss., math.-nat. Kl. 1866, S. 107.

⁷⁾ H. Vettters, Jahrb. 1917, S. 463.

Die kohlenführenden Schichten von Starzing sind sehr wenig oberflächlich aufgeschlossen. Ein Ausbiß derselben war nur am Statzbach nördlich der Ortschaft Hagenau vor der Mündung des von der Kote 269 (O. A.) herabziehenden Grabens zu beobachten. Gleich unterhalb des ungefähr 50 cm starken Flözausbisses sieht man stark gequetschten grüngrauen Tonschiefer, südsüdöstlich unter die Kohle fallend, während daneben rostige Sande und weiter oberhalb davon bereits die gelblichweißen Melker Sande als Hangendes anstehen. Im übrigen sind wir auf die Aufschlüsse des seinerzeitigen Bergbaues angewiesen, über den in der folgenden Spezialstudie von H. Vettters Einzelheiten angegeben werden. Mit dem Kohlenflöz kommen bituminöse Sandsteine und dunkelgraue feinsandige Schiefer mit winzigen Glimmerpünktchen vor, ein Gestein von großer Ähnlichkeit mit dem sogenannten „Schwarzen Schlier“ des Amstettener Berglandes. Aus diesen Schiefen stammen nachfolgende, in einer früheren Arbeit¹⁾ bereits eingehend beschriebene Versteinerungen:

Voluta (Volutlithes) calva Sow.

Mitra sp. ind.

Fusimorio conf. *carcartensis* Micht.

Dentalium sp.

Limopsis retifera Semper.

Nucula sp.

Leda sp.

Tellina sp.

Gryphaea sp. aus der Verwandtschaft der *Gryphaea Brogniarti*.

Diese kleine Fauna, welche aus dem seinerzeitigen Leopoldsbau bei Starzing entstammen dürfte, spricht für ein alttertiäres, und zwar oligozänes Alter der kohlenführenden Schichten. Wie in der angegebenen Arbeit auseinandergesetzt wurde, spricht das Vorkommen der *Voluta calva* und der Umstand, daß die meisten nicht genau bestimmbareren Formen am besten mit Unter-Oligozän vergleichbar sind, sogar für eine ziemlich alte Stufe des Oligozäns.

Dazu kommt folgendes:

Im Liegenden der oligozänen Kohlschiefer werden aus dem Leopoldsschachte bei Starzing graue Schiefer mit „Sandsteinmugeln“ angegeben. Im Freifahrungsprotokoll des Idaschachtes wird die entsprechende Schichte als „blauer Mergelton vermischt mit Kugeln von grünem Sandstein und Kalk“ bezeichnet. Der grüne Sandstein läßt an Glaukonitsandstein denken, wie er in unserer Sammlung an einer Schale von *Ostrea gigantea* zu sehen ist, die Stur seinerzeit auf einer Halde des mittleren Göstlschachtes gesammelt hat.²⁾ Vielleicht sind diese „Mugeln und Kugeln“ Konkretionen und stammt aus diesen Schichten jenes Stück einer harten Kalkmergelkonkretion mit weingelben Kalkspatkristallen als Ausfüllung der netzartigen Klüfte und des größeren inneren Hohlraumes. Die septarienartige Konkretion erinnert an die von Abel beschriebenen Konkretionen, auf Grund deren Vorkommen er die Schlierbildungen von Ybbs den Niemschitzer Schichten Mährens

¹⁾ H. Vettters, Zur Altersfrage der Braunkohlen von Starzing und Hagenau. Verh. geol. R. A. 1922, S. 117—127.

²⁾ Vettters, Verh. Geol. B. Anst. 1922, S. 128f.

(Mitteloozän—Unteroligozän) gleichstellte.¹⁾ Nach den obigen Ausführungen über das Alter der kohlenführenden Schichten selbst, wie dem Vorkommen von *Ostrea gigantea* wäre dieser Altersvergleich auch für die Liegendschichten der kohlenführenden Schichtgruppe unseres Gebietes denkbar.

Für den kohlenführenden Schichtkomplex und sein unmittelbar Liegendes wäre also ein obereozänes bis unteroligozänes Alter anzunehmen.²⁾

Durch diese Altersbestimmung, welche mit der von W. Petrascheck vertretenen Auffassung, daß die Starzinger Kohlen den Eibiswalder Kohlen³⁾ gleichalterig sind, im Widerspruch steht, sind aber auch die Gründe für die von ihm angenommene überkippte Lagerung, d. h. für das jüngere Alter der Kohlen gegenüber dem Melker Sand weggefallen. Der Melker Sand, welcher bei Starzing auch stratigraphisch das Hangende der Kohle bildet, was auch die bisherige Auffassung der Geologen und Bergleute war, vertritt je nach dem stratigraphischen Umfang der wenig mächtigen⁴⁾ kohlenführenden Serie demnach das Oberoligozän—Untermiozän und es ist auch nicht ausgeschlossen, daß an anderen Orten, wo die Starzinger kohlenführenden Schichten nicht als solche entwickelt sind, sie durch Melker Sand oder Schlierfazies ersetzt werden.

3. Buchbergkonglomerat.

Das Buchbergkonglomerat wurde von O. Abel nach dem Buchberge bei Neulengbach so genannt, wo es die größte räumliche Ausdehnung und wahrscheinlich auch die größte Mächtigkeit besitzt. Der genauen Beschreibung, welche Abel für das Konglomerat des Buchberges gegeben hat, ist für den Buchbergzug nichts wesentlich Neues hinzuzufügen. Wir beobachteten aber, daß es mehrere Ausbildungen des Konglomerates gibt.

Neben der am Buchberg und in der Umgebung von Starzing verbreiteten flyschgeröllreichen und quarzarmen Fazies des Buchbergkonglomerates stellten wir auch eine an Flyschgeschieben arme und quarzreiche, mehr kleinkalibrige Fazies des Konglomerates fest (bei der Kirche Ollersbach). Beide Ausbildungsarten sind durch Übergänge miteinander verbunden, so daß es unnatürlich erschien, von zwei verschiedenen Konglomerathorizonten zu sprechen und Abstand genommen wurde, sie auf der Karte zu trennen. Wir können aber in der Beschreibung, um den beiden Hauptunterschieden Rechnung zu tragen, das Buchbergkonglomerat im eigentlichen Sinne dem Ollersbacher Konglomerat gegenüberstellen.

Beschaffenheit und Zusammensetzung des Buchbergkonglomerates im eigentlichen Sinne lassen sich am besten in den Schottergruben SW und NO von Almersberg,

¹⁾ O. Abel, Tertiar- und Quartärbildungen am Außensaume der Alpen. Verh. geol. R. A. 1905, S. 354.

²⁾ Über das Verhältnis der Starzinger Kohlen zu den Kohlen der Pielacher Tegel wurde an anderer Stelle (H. Vettors, Verh. 1922, S. 127) gesprochen.

³⁾ W. Petrascheck, Berg- und hüttenmänn. Jahrb. 1920, S. 16.

⁴⁾ Im Leopoldschacht bei Starzing ist der mächtigste Komplex einschließlich der liegenden Schiefer ungefähr 20 m.

am Wege von Burgstall auf den Buchberg sowie in mehreren Gruben zwischen Johannesberg und Starzing und am Ebersberg westlich Neulengbach studieren.

Auffallend ist, daß unter den die Hauptmasse dieses Buchbergkonglomerates zusammensetzenden Flyschgeschieben und -geröllen nur kretazische Gesteine nachgewiesen werden konnten. Von den letzteren bilden die Hauptmasse der faust- und kopfgroßen Gerölle jene dichten harten braunen und blaugrauen Kalksandsteine, welche, wie oben erwähnt wurde, das vorwiegende Gestein der Oberkreideschichten südlich unseres Gebietes bilden. Nicht selten sind auch Kalkgeschiebe im Konglomerat, und zwar besonders nach Art der dunklen Muschelkalke. Seltener sind kristallinische Geschiebe (Granit, Gneis, Glimmerschiefer) und Quarz. Größere eckige Granitstücke sind vielleicht als Scherlinge aufzufassen. Riesengerölle von Flyschsandstein konnten namentlich bei Kogl und Johannesberg beobachtet werden.

Zerdrückungen der Geschiebe, besonders des Flysch, im Konglomerat sind nicht selten wahrzunehmen, wofür besonders die Schottergruben westlich und nördlich des Ebersberges gute Beispiele bieten.

Das Bindemittel des Konglomerates ist stark sandig-tonig, außerdem treten an mehreren Stellen Einschaltungen schlierig-toniger Natur auf, welche als ursprüngliche Zwischenlagerungen anzusehen sind. Ton als Zwischenmittel ist zum Beispiel im Aufschluß im untersten Satzgraben und in der Grube westlich von Starzing zu sehen.

Während so Beziehungen zwischen dem Buchbergkonglomerat im eigentlichen Sinne und der Schlierfazies bestehen, die an eine gewisse Gleichzeitigkeit schließen lassen, bestehen anderseits enge Beziehungen zwischen dem flyscharmen, quarzreichen Konglomerat der Ollersbacher Ausbildung und dem Melker Sand, in den Übergänge bestehen. Es wäre demnach das Ollersbacher Konglomerat als ein tieferer Teil des Buchbergkonglomerates im eigentlichen Sinne aufzufassen.

Das Verhältnis des Konglomerates zu den kohlenführenden Schichten, welches die für die Praxis vielleicht wichtigste Frage ist, kann leider heute, wo die bergmännischen Aufschlüsse nicht mehr vorhanden sind, nicht mehr eindeutig gelöst werden. Die älteren geologischen Beschreibungen, vor allem die von Czjžek,¹⁾ wie auch die bergamtlichen Protokolle bezeichnen das Konglomerat als Liegendes der kohlenführenden Schichten. Man kann aber heute nicht entscheiden, ob nicht zwischen beiden eine Überschiebungslinie durchgeht. Die Hauptmasse des Buchbergkonglomerates (im eigentlichen Sinne) ist jedenfalls jünger als die kohlenführenden Schichten.²⁾

Die dem Melker Sand entsprechende Ollersbacher Ausbildung ist zum Teil sicher ebenfalls jünger als die Kohle, ob aber nicht die ältesten Teile dieses Konglomerates wie auch der Melker Sande noch gleichalterig mit den Flözen seien, ist noch fraglich, aber keineswegs von vornherein unmöglich.

¹⁾ Czjžek, Die Braunkohlen von Hagenau und Starzing. Jahrb. d. geol. R. A. 1852, 2. Heft, S. 42.

²⁾ Für diesen Teil des Konglomerates pflichten wir der Auffassung Petraschecks bei (Jahrb. 1920, S. 256/257).

Es erübrigt uns noch zweier größerer Vorkommen zu gedenken, welche einen gewissen Übergang beider darstellen und denen eine größere Bedeutung zukommt. Das eine Vorkommen bildet die Kuppe 309 NW von Unter-Dammbach (Fig. 1). Hier fanden wir in einer Grundmasse von grobkörnigen Melker Sand mit Übergängen zu haselnußgroßen Quarzgerölln des Ollersbacher Konglomerates, fast die Hälfte der

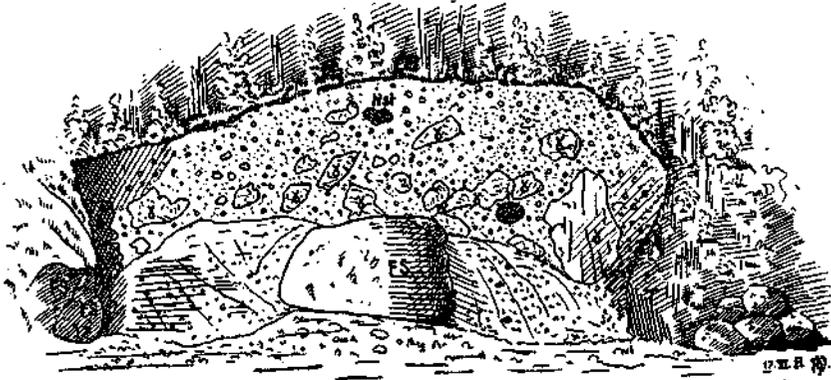


Fig. 1. Aufschluß im Konglomerat auf Kuppe 309 m bei Laa. FS = Flyschsandstein. Hst = Hornstein, T = Tonschiefer (Neokom), γ = Granittrümmer.

Masse einnehmend, eckige, stark zersetzte und infolge Drucks zertrümmerte Granittrümmer von mehreren Dezimetern Größe (bis 1 m Durchmesser die größten); daneben treten große Flyschgerölle auf, wovon die größten gleichfalls 1 m Durchmesser aufwiesen. Vereinzelt Bestandteile waren noch Stücke grauen glasigen Sandsteins, von grauem Kalk, ähnlich Tithonkalk und einige kleine kalkalpine Gerölle. Auch eine Partie grünlichgrauen Tones nach Art der Neokomtone war zu beobachten.

Das zweite Vorkommen liegt bei Au an der Straße nach Anzbach (Haitzerhof). Die Hauptmasse ist hier feinkörniges Konglomerat der Ollersbacher Ausbildung mit einigen großen Flyschblöcken und Flyschgerölln mit zahlreichen eckigen Granitscherlingen. Man beobachtet hier Übergänge des Konglomerates im groben Melker Sand.

4. Tone und Sandsteine in Schlierfazies.

Das ganze Gebiet am Außenrand des Buchbergkonglomeratzuges, beziehungsweise weiter westlich des Melker Sandes und auch breite Züge zwischen dem Buchbergkonglomeratrücken und Flyschbergland werden von den weichen Tonmergeln und Schiefertonen der bekannten Schlierfazies eingenommen. Wir haben, wie wir vorausschicken wollen, bei der Aufnahme zunächst den petrographischen faziellen Begriff des Schlier festgehalten und konnten auch nach Abschluß der Untersuchungen eine Trennung älterer und jüngerer Teile desselben weder faunistisch noch petrographisch durchführen. Es ist, da wie dort derselbe bekannte Wechsel von fein geschichteten, schwach sandigen, glimmerigen, grauen oder blaugrauen, auch blauen Schiefertonen und Mergelschiefeln mit Einschaltungen von gleichfalls dünn-schichtigen, tonreichen, glimmerigen, mürben Sandsteinen, die es vielfach schwer machen, eine Gesteinsprobe als sandige Tone oder tonige Sandsteine zu bezeichnen. In verwitterten und umgeschwemmten Partien bildet sich ein grauer Letten, der die charakteristische Feinschichtung nicht mehr erkennen läßt.

Übergänge von Melker Sand in Schlier sind manchmal zu beobachten. Insbesondere bei Haag ergibt eine Sandgrube beim Haus folgendes lehrreiche Profil: Unten blauweißer, sehr feinsandiger Schlier, ähnlich dem Melker Sand 1 m, darüber gelber Sand 20 cm, unten weißer, oben rosa sandiger Ton 20 cm, Tegel 5 cm, hellgrauer und rosa Ton 15 cm, blauer Ton 5 cm, weißer feiner toniger Sand 5 cm, gelbbrauner Sand 10 cm, lichtgrauer sandiger Schlier 30 cm, lichtgelber Sand 5 cm, dunkelrotbrauner Sand 5 cm, lichtgrauer Sand 5 cm, dunkelgrüngrauer Ton 5 cm, weißer sehr sandiger Ton 5 cm, gelbbrauner und grünlicher sandiger Ton 20 cm.

Das Fallen dieser Schichten ist 10° WNW. Der Melker Sand (samt einem schwachen Kohlenausbiß) in der Nachbarschaft fällt zunächst gleichsinnig, im bergseitigen Teil der oberen Sandgrube flach SW ein. Die Sandgrube stellt demnach die Übergangszone zwischen dem Melker Sand und Schlier dar.

Die Hauptmasse des Schlieres an der Nordseite des Buchberges ist, nach dem obigen Profil, also jünger als der Melker Sand und gehört wohl, wie die Hauptmasse des mächtigen Schlieres im Tullner Becken, ins Altmiozän. Wie schon erwähnt, treten im Buchbergkonglomerat Einschaltungen des Schlieres auf und gehört ein großer Teil des Konglomerates wohl mit dem Schlier ins ältere Miozän. Das hindert aber nicht, daß die Nordgrenze des Konglomerates, die hier auch landschaftlich als auffallende Steilstufe entgegentritt, kein normaler Übergang ist; wie der Melker Sand-Aufbruch und in der Fortsetzung auch Spuren von Flysch zeigen, verläuft hier am Rande des Konglomerates eine Antikline, auf die das Konglomerat aufgeschoben ist.

Was den Schlier südlich vom Buchbergzug betrifft, so nehmen wir für den von Almersberg über Burgstall und Öd nach Johannesberg streichenden Zug nach seiner Auflagerung auf das Buchbergkonglomerat, die kaum als Schuppe gedeutet werden kann, an, daß es sich auch hier um jüngeren Schlier handelt.

Schwierig ist es, für die übrigen Schlierzüge eine Meinung auszusprechen.

Der Schlier südlich von Starzing und Hagenau zwischen Melker Sand und Flysch, der gegen den oberen Schönbachgraben zwischen Melker Sand sich auszudehnen scheint, ist wohl gleichfalls jünger als der Melker Sand. Für die zwischen den Flyschschuppen zwischen Erlaa und Öd und südlich von Almersberg auftretenden Tone fehlt jeder Anhaltspunkt für das genauere Alter; man müßte denn aus der aber mehr vermuteten als im einzelnen beobachteten Fortsetzung des schmalen Schlierbandes im Erlaaer „Aufbruch“ in die schlierähnlichen Tone im scheinbaren Hangenden des Melker Sandes von Gschwendt einen Anhaltspunkt für die gleiche Annahme erblicken wollen.

Nichtsdestoweniger glauben wir, daß es hier am Alpenrand auch älteren Schlier als miozänen gibt. Auch die die Kohlen begleitenden dunklen Tonschiefer haben vielfach schlierähnlichen Habitus und erinnern an den sogenannten dunklen Schlier des Amstettener Berglandes, der die Kohlen dieses Gebietes begleitet, was schon an anderen Stellen auseinandergesetzt wurde.¹⁾

Wir teilen somit die früher von O. Abel²⁾ und neuerdings von Nowack über die Stratigraphie des Schlieres vertretene Ansicht.

¹⁾ Veters, Verh. 1922, S. 129.

²⁾ Abel hat seinerzeit für den Schlier unseres Gebietes die Bezeichnung „Mergel und Sandsteine des Vorlandes“ gebraucht, um den stratigraphischen Begriff des Schlieres zu vermeiden (Jahrb. 1903, und Kartenblatt St. Pölten), auf den später erschienenen Kartenblättern in der westlichen Fortsetzung, z. B. Blatt Enns—Steyr, wieder die Bezeichnung Schlier verwendet. Wir glauben, den eingebürgerten Namen Schlier beibehalten zu müssen und ihn vor allem in faziellm Sinne verwenden zu sollen.

Zusammenfassend die stratigraphischen Ergebnisse kommen wir also zu einem ähnlichen Schema, wie es von E. Nowack¹⁾ für die Ablagerungen am Rande der böhmischen Masse aufgestellt wurde, nur mit dem Unterschied, daß die Starzinger kohlenführenden Schichten ein höheres Alter besitzen als die kohlenführenden Pielacher Tegel.

5. Pliozäne Flußschotter.

Im Gegensatz zu den bisherigen dislozierten Schichten haben die nun zu besprechenden Ablagerungen, welche in einem Erosionsrelief des älteren Gebirges liegen, eine geringe Verbreitung.

Größere zusammenhängende Ablagerungen von Flußschottern des Jungtertiärs konnten natürlich nur erwartet werden, wo schon damals nennenswerte Flüsse waren, so im Tal der Großen Tulln. Gleich östlich von Ebersberg, südlich von Neulengbach, findet man auf den Feldern auf einer deutlichen Terrasse in zirka 280 Meter Höhe Flyschgerölle, gemengt mit verwaschenem Material des Buchbergkonglomerates des westlich benachbarten Ebersberges und mit erbsen- bis haselnußgroßen Quarzgeröllen des Melker Sandes. Es handelt sich hier wohl um ältere Flußschotter, die infolge ihrer Höhe zirka 60 Meter über dem heutigen Talboden der Großen Tulln als Äquivalent der pliozänen Flußschotter aufzufassen sind, welche im Donautal nachgewiesen wurden.

Als zugehörige Terrassenbildungen sind aufwärts die ebeneren Flächen bei Stadlberg (zirka 280 m), am Gehängesporn NW von Christophen (zirka 290—295 m), ebenso SW von Christophen bei Kote 298 O von Ludmorfeld aufzufassen. Offenbar zugehörig ist im Westen die Verebnung der Koten 280—285 m bei Tansendblum. Teile des gleichen pliozänen Niveaus des Anzbachtales sind in sehr deutlichen Terrassen im Flysch S und SO von der Haltestelle Anzbach zu erblicken.

Auch die nordöstlich vorgelagerten aus einem Schliersockel bestehenden Einzelhügel westlich und nördlich von Unter-Eichen und westlich von Innsbruck tragen Schotterkappen, aus ei- bis nußgroßen Flyschgeschieben bestehend. Sie liegen bei Innsbruck fast 50 Meter, bei Unter-Eichen 25 Meter über der Großen Tulln; wahrscheinlich liegen zwei pliozäne Flußniveaus vor.

6. Diluviale Schotter.

Von Diluvialschottern sind Reste von flyschreichen, stark lehmbedeckten Hochterrassenschottern an der Vereinigung des Anzbaches mit dem Großen Tullnbach und nördlich von Emmersdorf am rechten Gehänge der Großen Tulln sowie die nur paar Meter hoch über die heutigen Alluvionen sich erhebenden Niederterrassenschotter im Großen Tullntal erwähnenswert. Bei den südlich von Anzbach beobachteten Diluvialterrassen handelt es sich, wie durch verschiedene Handbohrungen zwischen Anzbach und Hofstatt ermittelt wurde, um lokale Schuttmassen, welche von Lehnen bedeckt sind, so daß in der Karte letztere aus- geschieden werden.

7. Gehängelehm und Lößlehm.

An der linken Flanke des Koglbach- und des Großen Tullntales sind mächtige Lehme zu beobachten, welche anscheinend aus Löß entstanden

¹⁾ Nowack, Verh. 1921, S. 5.

sind. Sie verursachen namentlich im Koglachtal und weiter östlich bei Rappoltenkirchen die bekannte Talasymmetrie durch Entwicklung der flacheren, gegen Osten sehenden Gehänge.

Weniger leicht ist die wahre Natur der lehmbedeckten Gehänge nahe dem Talboden der Großen Tulln, südlich von Neulengbach, zu entscheiden, ob es sich lediglich um Verwitterungslehm oder um verlehmtten Löß handelt. Zu den Eigentümlichkeiten des Gebietes gehört die Tiefgründigkeit der Verwitterungszone im Flysch wie auch im Schlier. Handbohrungen haben gelegentlich Mächtigkeiten des Gehängelehmes bis 5 Meter ergeben.

II. Einige Gedanken über die Sedimentierung der Schichten.

Wir haben schon im vorangehenden stratigraphischen Teil darauf hingewiesen, daß die Entstehung des durch seine Lage am Außensaum des Flysches merkwürdigen Zuges von Melker Sand an das Vorhandensein eines kristallinen Gesteinssockels (vom Flyschrand zunächst noch etwas entfernt) geknüpft ist. Auch die Flyschgesteine bestehen zwar gleichfalls der Hauptsache nach aus Detritus von kristallinen Gesteinsmassen — nicht selten enthalten sie überdies Brocken und Blöcke kristallinischer Gesteine —, aber so lediglich aus Granitsand aufgebaut wie der reine Melker Sand ist keine Gesteinsgruppe des Flysches. Immer kommen auch Tone und Mergel, sei es als Bindemittel, sei es als Wechsellagerung oder mächtigere Einschaltung vor. Manche derselben sind wohl als nichts anderes als eine „Schlierfazies“ von der Abschwemmung der Kalkalpen aufzufassen. Insbesondere die anscheinend in verschiedenen Stockwerken der Kreide und des Alttertiärs immer auftretenden roten Tone innerhalb des Flysches sind wohl kaum besser zu deuten wie eine Art abgeschwemmter Roterde von verwitterten Kalkoberflächen. Im Flysch vermischen sich also mit dem sandigen Zerreibungsprodukt der kristallinen Ufer tonig-kalkige Einschwemmungen der schon aufgefalteten Kalkalpen.

Unter den Gesteinen unseres Neokomflysches kommen auch Arkosensandsteine vor, bei uns allerdings nicht so häufig wie weiter östlich, wo sie Jaeger in der Gegend von St. Andrä beschrieb, welche ihre Herkunft nur einem kristallinen Ufer verdanken. Die übrigen Gesteine des Neokom sind aber nicht mehr so usernah. Besonders die hornsteinführenden Mergelkalke und Kalke haben mehr kalkalpines Gepräge, wie es dann im Aptychenneokom der Klippen und der Kalkalpen vorherrscht. Dieser Befund stimmt mit den neueren Auffassungen von Kockel¹⁾ überein, nach denen wir ungefähr im nördlichen Teil des Wiener Waldes das Südufer der böhmischen Masse in der Neokomzeit zu suchen hätten. Neokomflysch wurde am und unweit des Nordufers

¹⁾ C. W. Kockel, Beiträge zur Kenntnis der Grenze zwischen germanischem und mediterranem Meeresbereich im jüngeren Mesozoikum der Ostalpen. S. B. d. Naturforsch.-Ges. Leipzig, 45. bis 48. Jahrg. 1918 bis 1921, S. 29 bis 35.

der neokomen Geosynklinale abgesetzt. Außerhalb der Einflußzone des kristallinen Nordufers entstand die reine Aptychenkalkfazies.

Eine Besprechung der sedimentologischen Verhältnisse der kretazischen und alttertiären Flyschgesteine außerhalb unserer Randzone liegt nicht im Rahmen dieser Arbeit. Es sei nur erwähnt, daß wie anscheinend allenthalben in den Inoceramenschichten auch in den allmählich aus den neokomen Gesteinen unserer Randzone sich entwickelnden Oberkreideschichten im südlichsten Gebiet der kristalline Detritus gegenüber dem mergelig-tonigen Material zurücktritt. Es hat wohl in der Oberkreide eine Senkung der Geosynklinale stattgefunden. Kockels Auffassung dieser Senkung als Randsenkung vor den sich stärker aufwölbenden Alpen (vorgosauische Faltung) möchten auch wir teilen, ebenso wie die Annahme einer neu auftauchenden kristallinen Randkette als Grenze zwischen Flyschsynklinale und Gosaumeer,¹⁾ die Kockel Buchdenkmalzone nennt.²⁾ Am Ende des Senons zum großen Teil überflutet und im Eozän wieder auftauchend, hat sie auch dem Greifensteiner Sandstein exotische Blöcke geliefert, die unter anderen von Berwerth³⁾ und Götzing⁴⁾ beschrieben worden sind.

Mehr und mehr abgetragen, wird dieser Rücken durch die vorrückenden Falten der Flyschzone den Alpen eingegliedert. Gleichzeitig wandert die vorliegende Flyschgeosynklinale, die im Oligozän zum Schliermeer wird, gegen N, wobei immer weitere Teile des böhmischen Massivs in die vor den Falten wandernde Randsenke herabgezogen werden. In Wiederholung des Vorganges in der Oberkreidezeit erhebt sich hier an der Südost- und Ostflanke des heutigen Tullner Beckens ein neuer kristallinischer Inselrücken, vorwiegend aus Granit zusammengesetzt.

An seinen flachen Ufern bildeten sich als genaues Gegenstück der Sande am Süd- und Ostrand des böhmischen Massivs die Melker Sande unseres Gebietes und im Waschberggebiet, wo er Steilufer gebildet haben mag, die oligozänen Blockschichten, die auch bei Königstetten auftreten. Ob dieser Inselrücken, für den wir den Namen „comagenischer Rücken“⁵⁾ vorschlagen, noch weiter reicht als heute die bis zur Perschling verfolgbaren Melker Sande zu beobachten sind, wäre noch zu untersuchen. Vorkommen wie der Steyrer Sand und der Balanensand NO von Steyr⁶⁾ verdienen in dieser Hinsicht neue Beachtung.

Über die petrographische Zusammensetzung dieses Rückens geben uns die kristallinen Gerölle und tektonischen Scherlinge im Melker Sand einige Anhaltspunkte. Bei weitem überwiegend sind helle Granite, seltener Gneise (bei Gr. Weinberg, im

¹⁾ Vgl. Spengler, Ein geolog. Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. d. Geol. Ges. 1918, S. 61.

²⁾ C. W. Kockel, Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Jahrb. d. Phil. Fak. Leipzig 1922.

³⁾ Berwerth, Alikrystalline Gesteine im Wiener Sandsteine. Annal. d. naturhist. Hofmus. V. Bd., 1889, Heft 3, S. 97 ff., und Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt. XXVI, Heft 3, S. 1 ff.

⁴⁾ Götzing, Über neue Vorkommnisse von exotischen Blöcken im Wiener Wald. Verh. Geol. R. A. 1906, S. 297 ff.

⁵⁾ Nach Comagenae, dem römischen Tulln.

⁶⁾ O. Abel im Jahresber. d. geol. R. A., V. g. R. 1907, S. 20.

oberen Schönbachgraben), Granulite (Haag S von Neulengbach) und Gangquarze und Quarzite (Schönbachgraben). Man kann demnach sich den comagenischen Rücken in unserem Gebiet als vorwiegend aus Granit zusammengesetzt denken.

Der Umstand, daß im Melker Sand fast vollständig Flyschgerölle fehlen, spricht dafür, daß vom Ablagerungsraum der Flyschrand noch erheblich entfernt war, und das spricht dafür, daß sein Untergrund nicht ein Rest des älteren, Flysch liefernden kristallinen Rückens, sondern ein weiter nördlich von jenem neu auftauchender kristalliner Rücken war. Erst zur Zeit, als die Hauptmasse des Buchbergkonglomerates (typische Entwicklung) sich bildete, war das Flyschufer nähergerückt, von dessen steiler Faltungsfront Wildbäche grobe Flyschgeschiebe und gelegentlich Riesenblöcke ins flache Schliermeer führten.¹⁾ Weiter aus den Kalkalpen kommende Flüsse brachten auch von dort Material,²⁾ während Quarzgerölle und kristallinisches Material, das im Ollersbacher Konglomerat noch fast allein auftritt, zurücktreten.

Der in der vorliegenden Geosynklinale sich bildende Schlier ist Abschwemmungsprodukt der Flyschgesteine, daher das feine Korn seines starken Sandgehaltes und der Reichtum an Muskovitschüppchen bei Mangel von Biotit. Dazu kommt aber ein weiterer Zuschlag von kalkalpinem Schlick, welcher den höheren Mergelgehalt der im übrigen der Flyschfazies ähnlichen sedimentologischen Ausbildung bedingt.

III. Bemerkungen zur Herstellung der geologischen Karte 1:28.800.

Die nachstehende Karte ist das Ergebnis von mehrmonatlichen, auf die Jahre 1919 bis 1922 verteilten Begehungen des Geländes, die teils gemeinsam, teils getrennt stattfanden, wobei angesichts der Kompliziertheit der tektonischen Erscheinungen neben der Begehung aller Wege und sämtlicher Gräben stellenweise eine geradezu parzellenmäßige Begehung erfolgte.

Morphologische Beobachtungen und Erwägungen, Untersuchungen der Bodenkrume und schließlich Handbohrungen waren wichtige Hilfsmittel in schlecht aufgeschlossenen Geländeabschnitten. Insbesondere das Gebiet westlich der Großen Tulln erwies sich als sehr aufschlußarm.

Das Studium der Geländeformen war ein wichtiges Hilfsmittel in Anbetracht der starken landschaftlichen Herauspräparierung des Konglomerates gegenüber dem Schlier³⁾ oder Sand, bis zu einem gewissen

¹⁾ Was das Konglomerat des Eichbergzuges betrifft, welches, wie Abel darlegte, die gleiche petrographische Zusammensetzung aufweist wie das Konglomerat des Buchberges, wollen wir es aber noch dahingestellt sein lassen, ob es sich um die Ablagerungen desselben Schuttkegels handelt, der dann recht weit in das flache Schliermeer vorgeschoben sein mußte, oder ob es nicht eher einen analogen Schuttkegel in etwas jüngeren Schlierschichten darstellt. Die im Steinbruch von Dietersdorf mit Konglomerat wechsellagernden und in dasselbe durch Übergänge verbundenen dickbankigen flyschähnlichen Sandsteine scheinen uns am wahrscheinlichsten aus Flyschdetritus gebildete regenerierte Flyschsandsteine zu sein.

²⁾ Am Nordabhang des Statzgrabens wurde im Buchbergkonglomerat ein von Pholaden angefreßener Dolomitblock beobachtet.

³⁾ So ergab bei Almersberg der ausgesprochene morphologische Gegensatz zwischen Konglomerat und Schlierton den Schlüssel für die Erkennung der hier von Querstörungen beherrschten Detailtektonik.

Grade auch des Flysches gegenüber dem Sand und Schlier. Stark abgeflachte Kuppen- und Gehängeformen markieren den Schlier und Sand im Gegensatz zum Flysch oder Konglomerat.¹⁾ Nasse, sumpfige Stellen verraten den Schlierton oder Neokomton, unruhige Gehängeformen oder Rutschungen²⁾ den Schlier, wasserlose oder wasserarme Partien das Konglomerat, zum Teil auch den Sand. Manchmal geben Quellzonen an der Grenze des durchlässigeren Melker Sandes gegen den Schlier³⁾ Anhaltspunkte für die Grenzziehung.

Sehr wichtig war auch die genaue Beobachtung der Bodenkrume. Kleine scharf splittrige eckige Sandsteinstücke sind im sonst nicht aufgeschlossenen Gelände für Neokomsandstein bezeichnend. Fette, rote Tonböden lassen fast immer auf rote Flyschmergel schließen, in unserem engeren Gebiet daher auf die früher erwähnten bunten Tone des Neokom.

Eine Verwechslung könnte nur stellenweise mit dem rotbraunen Verwitterungston des Buchbergkonglomerates stattfinden. Aber abgesehen davon, daß bei Weiterverfolgung immer entweder Spuren des eckigen Flyschsandsteins oder die runden Konglomeratgeschiebe sich finden, ist auch der rote Ton des Buchbergkonglomerates mehr krümelig, weniger fett und weniger zäh, meist auch ist eine starke Humusbodenschicht darüber zu finden. Das mag ja zum Teil eine sekundäre Folge der landwirtschaftlichen Nutzung sein, denn die gegen die Verwitterungszone hin lockeren Buchbergkonglomerate sind an flacheren Gehängen für die Anlage von Feldern noch geeignet, während breite Verwitterungstonzonen des Flysches vornehmlich für Wald- und Wiesenkultur und Hutweiden geeignete Böden abgeben.

Einzelne runde Sandsteinblöcke gehen, wie schon Abel⁴⁾ erwähnt, meist auf konkretionäre Partien des Melker Sandes zurück, können aber auch durch Verwitterung mürber Neokomsandsteine (oder, was in unserem engeren Gebiet zwar nicht mehr in Betracht kommt, mürber Greifensteiner Sandsteine) entstanden sein, so daß sie für sich allein noch kein einwandfreies Merkmal für eine bestimmte Schichtgruppe abgeben.

Viel verlässlicher erwies sich erfahrungsgemäß das Auftreten zahlreicher kleiner vollends gerundeter Quarkörner im Verwitterungsboden als oberflächliche Anzeichen für anstehenden Melker Sand; denn ähnliche kleine Quarksandkörner aus mürben Flyschsandsteinen sind immer weniger gerundet, ja meist ausgesprochen eckig.

Blaugrauer tegelartiger Tonboden läßt meist auf Schlier, zuweilen auch auf Neokomton schließen. In letzterem Falle ist aber der Ton sandiger. Für solche Beobachtungen geben uns frische Maulwurfshaufen gute Anhaltspunkte; im Schlier ist der schwach sandig-lehmige Auswurf mehr grau, und unverkennbar, wenn bei geringer Verwitterungstiefe auch die kleinen dünnen Mergelblättchen gefördert werden; im Melker Sand ist der Auswurf mehr weiß und gelb und reich an runden Quarkörnern, im Neokom mehr braun, sandig-lehmig, oft mit den erwähnten kleinen Sandsteinsplittern.

¹⁾ Eingehende morphologische Details fallen aber außer den Rahmen dieser Arbeit und werden vielleicht bei anderer Gelegenheit gegeben werden.

²⁾ Zahlreiche Rutschungen im Schlier sahen wir N und NW von Haag und südlich von Emmersdorf.

³⁾ So z. B. im oberen Schönbachgraben.

⁴⁾ Abel, Jahrb. 1903, S. 96.

Eine Erschwerung der geologischen Kartierung bilden andererseits das Gekriech und die Schwemmlerme. Insbesondere vom Buchbergkonglomerat kriechen die losen Geschiebe oft als 1 bis 2 m mächtige Schichte namentlich über die angrenzenden Schlierböschungen weit hinaus und es können da naturgemäß bei seichteren Aufschlüssen fehlerhafte Eintragungen gemacht werden, wenn nicht die charakteristischen morphologischen Unterschiede der Gehängeböschungen hier genügend berücksichtigt werden.¹⁾

Sehr schön waren diese Verhältnisse in der schon oben erwähnten Sandgrube bei Haag und zwischen Emmersdorf und Asperhofen zu sehen.

Schwemmlerme geben Gehänge im Schlier, vor allem aber im Flysch. Flyschlerme bedecken oft in ziemlicher Ausdehnung den Melker Sand²⁾ und Schlierton. Infolge Mangels künstlicher Aufschlüsse waren wir gezwungen, breite Gebängeteile namentlich im Tal der Großen Tulln als Gehängelehm auszuschneiden.

Im Gebiet von Anzbach, Neulengbach, Burgstall sowie bei Ollersbach wurden über 30 Handbohrungen mittels Tellerbohrers ausgeführt. Dabei stellte es sich unter anderem heraus, daß die Mächtigkeit der Schwemmlerme und des Gekriechs stellenweise 3 bis 5 m beträgt.

Am auffallendsten war es, daß auf dem flachen Höhenrücken von Tausendblum-Laa-Ebersberg eine starke Verwischung des Untergrundes durch Flyschlehm vielfach stattgefunden hat. So wurde in einer kleinen Sandgrube unterhalb Schrabatz, westlich von Laa, über gelbem Melker Sand eine Bedeckung von 80 cm rotem Flyschlehm beobachtet. Es können daher in diesem Gebiet die zum Teil lediglich nach dem Vorkommen von rotem Flyschlehm eingezeichneten Flyschvorkommen hinsichtlich ihrer Lagerichtigkeit und Ausdehnung nicht vollen Anspruch auf Richtigkeit erheben.

IV. Der Gebirgsbau.

1. Faltenbau.

Der Flyschrand zeigt, von gewissen später zu erwähnenden quergestörten Teilen abgesehen, allenthalben ein S—SO-Fallen. Er liegt offenbar auf den jüngeren Schichten des Vorlandes auf. In unmittelbare Berührung mit ihm treten bald Melker Sande, bald Tone in Schlierfazies. Aber auch dort, wo Schliertone das Liegende des Flysches bilden, scheint unter dem Flysch noch Melker Sand vorhanden zu sein, wie Beobachtungen am mittleren Häuselbachgraben (vgl. Fig. 5) östlich von Dirnhof und im unteren Schönbachgraben (vgl. Fig. 2) unterhalb Geigelberg zeigen, wo mit den Flyschbänken kleine Partien von Melker Sand verquetscht sind.³⁾

Auch aus der Art, wie im oberen Schönbach der Melker Sand (und Sandstein) weiter abwärts zwischen Flysch und Schlier verschwindet und an dessen Stelle dann Schlier in Kontakt mit dem Flysch tritt,

¹⁾ So erklärt sich wohl die zu breite Eintragung des Buchbergkonglomerates auf den älteren Karten von Stur und Abel vor allem an der Nordlebne des Buchbergzuges.

²⁾ Ein Aufschluß W von Gschwendt zeigt sehr deutlich die Überlagerung des Melker Sandes durch Lehm des Flysch, der erst weiter im SW ansteht.

³⁾ Auch am rechten Gehänge des mittleren Häuselbaches, östlich des Aichhofes, liegen erst durch Handbohrungen festgestellte Verquetschungen des Flysches mit Melker Sand- und Schliertonlinsen vor (auf der Karte wegen ihrer Kleinheit nicht eingezeichnet).

gewinnt man den Eindruck, daß dort Melker Sand vom Flysch überwältigt ist. Wir müssen aber annehmen, daß die Grenze zwischen Flysch und Melker Sand, beziehungsweise Schlier eine Anpressung und teilweise Überschiebungsfläche, ähnlich wie es Abel in seinen Profilen abbildet, keinesfalls aber eine einfache Überkipfung normal oder transgredierend auf Flysch auflagernder Melker Schichten darstellt, wie Petrascheck¹⁾ angenommen hat. Wir verweisen bei dieser Gelegenheit nochmals auf die im stratigraphischen Abschnitt auseinandergesetzte Entstehung des Melker Sandes.

Auch die dem Flysch vorgelagerten jüngeren Schichten zeigen noch eine intensive Faltung und Schuppung. So treten außerhalb der geschlossenen Flyschfront, aber noch innerhalb der jüngeren Vorlandsschichten Aufpressungen („Aufbrüche“) von Flyschgesteinen auf. Schon Stur hat auf seiner Karte der Umgebung von Wien bei Erlaa

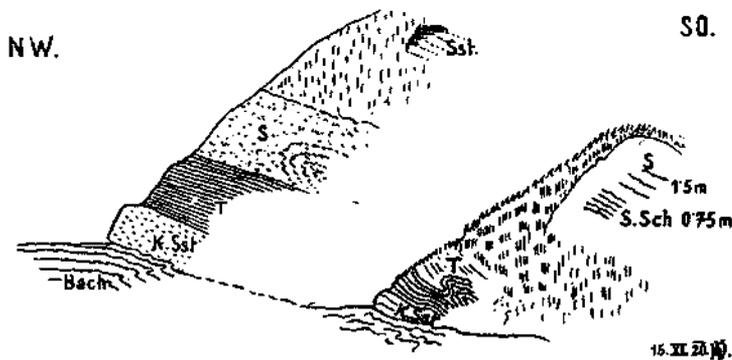


Fig. 2. Aufschluß im unteren Schönbachgraben. *Kst* = Kalksandstein des Flysches, *T* = Tonschiefer, *S* = Melker Sand. *S. Sch* = sandige Schiefer, *Sst.* = mürber Sandstein (Melker Sand?).

einen dreieckigen Flyschaufbruch zwischen Erlaa und dem obersten Statzgraben eingezeichnet, den er halbinselartig mit dem Flysch des Eichberges verband, während ihn Abel (Originalkarte im Archiv der geologischen Bundesanstalt) als einen vollständig getrennten Flyschaufbruch auffaßt. Bei genauen Begehungen im Quellgebiet des Statzbaches zeigte es sich, daß dieser „Flyschaufbruch“ durch ein schmales Band von blauem Ton (mit SO-Fallen 50°), welchen man wohl als Schlierton²⁾ auffassen muß, in eine schmale, südliche und eine breitere, nördliche, mehr dreiseitig begrenzte Schuppe zerlegt ist. In der nördlichen ist noch eine schmale Partie von Tonschiefer, N 60° fallend. Der Flysch ist hier aus den charakteristischen Gesteinen der roten Schiefer, dunklen kieseligen Sandsteine und dickplattigen Mergelschiefer, die SO fallen, zusammengesetzt. In der südlichen Schuppe³⁾ liegt der schon früher erwähnte Aufschluß der 30° SO-fallenden hornsteinartigen kieseligen Sandsteine W von Erlaa. Östlich von Erlaa

1) W. Petrascheck, Jahrb. 1920, S. 257, und Verh. g. R. A. 1915, S. 317.

2) Mit Übergängen in dünnplattigen Schliersandstein.

3) Zu ihr gehört der Sandsteinaufbruch im Quellgraben des Statzgrabens mit SO-Fallen 75°.

lassen sich beide Schuppen als schmale Züge noch über 300 m bis zu dem von Starzing zum oberen Schönbachgraben führenden Fahrweg verfolgen (kieselige Sandsteine, dunkle Schiefer und Sandsteine). Dieser Doppelaufbruch liegt im Melker Sand und am Nordrand desselben ist unterhalb Kleingraben an seiner Grenze eine Partie von Melker Sand eingequetscht.

In der südlichen Synklinalen des Melker Sandes beim Hofstädter ist eine Partie von Schlierton eingefaltet. In der Fortsetzung des Flyschaufbruches von Erlaa liegt der Flyschaufbruch am Bachgehänge östlich von Starzing (graue Mergelschiefer und Kalksandsteine, SO 80° fallend) und gehört wohl dazu auch der von Abel¹⁾ erwähnte Flysch im Ort Starzing (schwarze Kalksandsteine mit Kalkspatadern).

Ein analoger Doppelaufbruch von Flysch ist beiderseits des oberen Aubaches unterhalb Almersberg zu beobachten. Besonders deutlich ist die nördliche Schuppe bei den kleinen mit Waldschöpfen besetzten Rückfallkuppen unterhalb Almersberg.²⁾ Hier findet man neben rötlichen Tönen auch die bezeichnenden gebänderten kieseligen Sandsteine, Mergel und Hornsteine. Auch da verursacht ein Zug von Schlierton die Teilung des Flyschaufbruches, der im gleichen Zug von Melker Sand emportaucht wie der von Erlaa. Entsprechend der Einfaltung von Schlierton im Melker Sand vom Hofstädter treten hier im Melker Sand südlich des Aufbruches an der Grenze gegen die zusammenhängende Flyschzone Spuren von schlierartigen Tönen auf.

Wenn hier von „Aufbrüchen“ (Schuppen) des Flysches im Melker Sand die Rede ist, so sei bemerkt, daß wir damit die tektonischen Erscheinungen zum Ausdruck bringen wollen, wie sie der feldgeologische Befund der Detailtektonik ergibt. Wir denken aber dabei nicht an das Emportreten des stratigraphisch älteren Schichtgliedes. Wie wir schon im stratigraphischen und sedimentologischen Teil betont haben, ist der Melker Sand nicht auf Flyschuntergrund gebildet worden, sondern in einem räumlich getrennten Sedimentierungsraum auf kristallinischem Untergrund. Im Bilde der Gesamttektonik sind diese „Aufbrüche“ vielmehr als durchspießende Schubsetzen zu betrachten, welche bei der Bewegung des Flysches gegen und über den Melker Sand in diesen breiterartig eingepreßt worden sind. Wir kommen auf diese Erscheinung noch später zurück.

Auch im Gebiet westlich der Großen Tulln erscheinen im breiten, der Flyschzone vorgelagerten Gebiet von Melker Sand mehrere Aufbrüche von Flysch, die im Gelände vielfach nach dem roten tonigen Verwitterungsboden verfolgt werden konnten.

Beispiele für Flyschböden sind: ein schmaler Streifen W Tausendblum, ein anscheinend breiterer längs der Straße bei Laa und Schrabatz, dann nordwestlich von Straß und im oberen Teil des gegenüber von Umsee in den Seebach mündenden Grabens, schließlich in dem tief eingerissenen Graben bei den nordöstlichen Häusern bei Laa.

In Gelegenheitsaufschlüssen (Leitungsmaste und Brunnen grabung) beobachteten wir W von Straß bei Haus Nr. 12 die neokomen rotbraunen Tone und Tonschiefer mit Sandsteinen, gleich südlich davon den dünn geschichteten gebänderten Sandstein sowie weißgrauen Sandstein, wie er in der gleichen tektonischen Position SO von Starzing und bei Kreuth auftritt.

¹⁾ Jahrb. 1903, S. 105. Wir haben ihn nicht mehr finden können und daher auf der Karte nicht eingetragen.

²⁾ Im Seitengraben S von Almersberg markiert sich das Durchstreichen des Flysches durch eine deutliche Talstufe.

Es konnte aus den oben erwähnten Gründen über die Lagerung dieser Aufbrüche keine Beobachtung gemacht werden, doch hat es den Anschein, wie wenn die zuletzt genannten zwei Vorkommen am N-Rand des Melker Sandes gegen den Schlier zutage kämen, wodurch das Bild einer schuppenartigen Aufschürfung noch ausgeprägter wäre als bei den Aufbrüchen von Erlaa und Almersberg, wo infolge des allgemeinen isoklinalen Schichtbaues zwischen Flysch, Melker Sand und Ton nicht so bestimmt erklärt werden kann, ob es sich um Schuppen oder überkippte schmale Faltenaufbrüche handelt.

Zu erwähnen wäre noch schließlich, daß auch am Nordabhang des Buchberges, mitten im Bereich des Schliers, und zwar oberhalb der gegen die Höhe 464 im Buchbergwald eingreifenden Bergwiese Spuren der harten eckigen Sandsteine im Wald gefunden wurden, von welchen wir trotz der Unzulänglichkeit der Aufschlüsse annehmen möchten, daß auch sie einen ähnlichen Flyschaufbruch andeuten, um so mehr, als auch Spuren von Melker Sand mit ihnen vorkamen und ein ähnlicher Aufbruch von Melker Sand weiter westlich von Haag sehr deutlich aufgeschlossen ist.¹⁾

In der nordöstlichen Fortsetzung des Erlaaer Flyschaufbruches und zum Teil²⁾ noch in der Nachbarschaft von Flyschgesteinen bilden die kohlenführenden Schichten von Starzing, von denen wir im früheren Abschnitt gesagt haben, daß sie im allgemeinen oligozänen Alters sein dürften, einen wahrscheinlich in mehrere Schuppen³⁾ zerlegten antiklinalen Aufbruch. Gelegentlich der früheren Bergbaue wurde allgemein ein mittelsteiles bis steiles SO-Fallen der Flöze und ihrer Begleitschichten beobachtet.

Über das Kohlenvorkommen von Ebersberg ist außer der Notiz von Czjžek,⁴⁾ daß die Kohle steil SO fällt und über Buchbergkonglomerat lagert, nichts bekannt; es ist aber auffallend, daß auch hier unweit der Stelle, wo die alten Aufnahmeblätter von Czjžek und Stur den Kohlenschacht angeben, wir einen Flyschaufbruch beobachtet haben und schließlich liegen auch die Kohlenspuren, welche Stur östlich von Au im Graben am sogenannten Gemeindefeld angibt, in der unmittelbaren Fortsetzung des Almersberger Flyschaufbruches.

In den Teilen, wo die bisher besprochenen älteren antiklinalen Aufbrüche von Flysch und kohlenführenden Schichten fehlen, übernimmt der von Anzbach bis zum Koglbach ununterbrochen durchstreichende, im Durchschnitt 400—500 m breite Zug von Melker Sand selbst die Rolle des Antiklinalkernes, während die ihn im N als ununterbrochener Zug, im S als mehrfach ausgequetschter Zug

¹⁾ In ähnliche tektonische Position würde der Flyschaufbruch fallen, der nach Abel (Jahrb., S. 105) an der SW-Flanke des Buchberges links von der Straße nach Almersberg auftritt. Es würde sich hier um eine Aufpressung innerhalb des Buchbergkonglomerates handeln. Wir haben infolge Verbauung der Lokalität den Flysch nicht mehr beobachten können.

²⁾ Vgl. das Freifahrungsprotokoll des Idaschachtes in der folgenden Arbeit von Vettters.

³⁾ Vgl. die Deutung der Grubenaufschlüsse im Pluto- und Leopoldschacht in der folgenden Arbeit von Vettters.

⁴⁾ Jahrb. d. g. R. A. 1852, 2. Heft, S. 44.

begleitenden Schliertone nach den früheren Ausführungen über deren Alter in die Synklinale zu setzen sind. Dabei dürfte im westlichen Teil, vor allem in der Gegend des Gschwendt-Rückens, wo den breiten Zug von Melker Sand beiderseits mächtigere Züge von Schlierton¹⁾ begleiten, eine vollständige nach N geneigte Falte vorhanden sein, während im östlichen Teil, vor allem in der Gegend von Starzing und Hagenau, wo die Schliertone zwischen Buchbergkonglomerat und Melker Sand immer mehr verschmälert werden, bis sie schließlich an der Mündung des Stutzgrabens ganz ausbleiben, eher an eine Schuppe zu denken ist, welche an das Buchbergkonglomerat stark angepreßt worden ist. Das mag mit dem hier auftretenden Flyschaufruch im Zusammenhang stehen, dessen nordöstlicher Ausläufer, wie wir noch später ausführen werden, eine nicht unbeträchtliche Verschiebung nach NW erfuhr.

Das Buchbergkonglomerat macht wegen seines orographischen Hervortretens zunächst den Eindruck einer aus dem Schlier auftauchenden antiklinalen Aufwölbung, so wie es auch Abel in seinen Profilen gezeichnet hat. Die Beobachtung, daß an der Südflanke des Buchberges der Schlier allenthalben dem Konglomerat auflagert, möchte diese Auffassung bestätigen. Da auf der Nordseite, wie schon früher erwähnt wurde, der Schlier mit einer morphologisch scharfen Grenze unter das Konglomerat zu fallen scheint, gewinnen wir das Bild einer isoklinalen, nach N geneigten Falte, ein Bild, welches durch das Auftreten älterer Schichten wie Melker Sand und Flysch an der Nordseite nur unwesentlich kompliziert erscheint. Der Umstand aber, daß doch auch ursprünglich sedimentäre Verzahnungen, wie erwähnt, des Konglomerates mit Schlier zu beobachten sind, und daß wir deshalb die Hauptmasse des Buchbergkonglomerates²⁾ im Sinne der Auffassung Petraschecks mit Teilen des Schlieres als gleichalterig ansehen, läßt doch auch eine andere Erklärung als richtiger erscheinen. Wir möchten aber nicht in die gegenteilige Auffassung verfallen, nämlich im Konglomerat eine synklinale Einlagerung erblicken. Entsprechend seiner Natur als Schuttkegel am Ufer des Schliermeeres möchten wir vielmehr das Konglomerat als große linsenartige Einschaltung im Schlier betrachten, welche wegen ihrer Massigkeit und geringeren Plastizität bei der Gebirgsfaltung die Rolle starrer Pakete übernahm und daher schuppenartig im weichen Schlier vorgespießt wurde.³⁾

An einer einzigen Stelle, in einer kleinen Sandgrube am Nordrand des den Ebersberg bedeckenden Wäldchens, gerade gegenüber dem Wächterhaus von Matzelsdorf, fanden wir den nördlichen Anpressungsrand des Buchbergkonglomerates aufgeschlossen. Hier zeigten sich zwischen dem Buchbergkonglomerat mit tektonisch stark zerdrückten Geröllen eingeschaltet Quetschlinge von Schlierton und Melker Sand, und zwar beobachteten wir (vgl. Fig. 3) von vorn nach rückwärts (N—S)

¹⁾ Den Schlier zwischen Burgstall und Od haben wir auch durch Handbohrungen nachgewiesen.

²⁾ Buchbergkonglomerat im eigentlichen Sinne.

³⁾ Durch die gleiche Ursache (verschiedenes Verhalten bei der Faltung) könnte auch das morphologische Hervortreten des Konglomerates am Eichbergzug bedingt sein, welches Petrascheck (Jahrb. 1920, S. 259, Fig. 1) als einen mit Schlier verzahnten Sattelaufbruch zeichnet.

nach 6 m Konglomeratschutt $1\frac{1}{2}$ m Schlierton, 30 cm braungrauen sandigen Ton, dann 1 m Konglomerat, $\frac{1}{2}$ m Melker Sand, 3 m Konglomerat und schließlich gegen Ende des Aufschlusses 2 m Melker Sand, bei allgemein mittlerem Schichtfallen gegen S. Der Umstand, daß hier in der Verspießungszone von Konglomerat und Schlier auch Spuren von Melker Sand auftreten, erinnert an das Vorkommen bei Haag und die Verhältnisse oberhalb der Bergwiese, ohne daß es hier zu einem eigentlichen Anbruch von Melker Sand gekommen ist.

Mit der Entfernung vom Anpressungsrand nach N hört auch die Überkippung des Schieres (S-Fallen) bald auf; schon bei Haag in der oben erwähnten Sandgrube, wie auch am Schwarzfeld unterhalb des Konglomerates von Wimmersdorf beobachteten wir statt des S—SO-Fallens

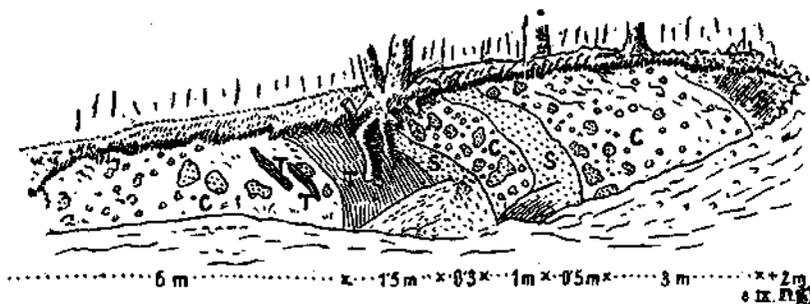


Fig. 3. Aufschluß am Nordabhang des Ebersberges. C = Buchbergkonglomerat, T = Tonschiefer (Schlier), S = Melker Sand.

flaches NW-Fallen. Schon hier herrscht wie weiter ins flache Hügelland hinaus flache offene Faltung, in deren Synklinalkernen auf den Höhen des Lußholzer- und Haspelwaldes die durch Wechsellagerung aus dem Schlier allmählich hervorgehenden jüngeren Oncophorasande auftreten.

2. Querstörungen.

Das bisher entwickelte tektonische Bild mit seinen meist isoklinalen Falten und Schuppen wird noch in seinen Einzelheiten vielgestaltiger durch das Vorhandensein zahlreicher Querstörungen. Wir wollen bei Besprechung dieser Einzelheiten das Gebiet in drei Abschnitte teilen und beginnen zunächst mit der Erörterung des mittleren, zwischen Neulengbach und Johannesberg gelegenen Abschnittes.

a) Das Gebiet des Buchberges.

Das Buchbergkonglomerat, welches das orographische Wahrzeichen der ganzen Gegend, den 494 m hohen waldbedeckten Buchberg bildet, bewährt sich auch als Leitformation für die Verfolgung der tektonischen Einzelheiten. Das auch den Schloßberg von Neulengbach zusammensetzende Konglomerat zeigt am Nordende des Marktes SO-Fallen und zieht, unterbrochen durch das Anzbachtal, in gleicher Lagerung am SW-Sporn des Buchberges empor. Aufschlüsse gewähren kleine Schotterbrüche beim Anstieg der Straße nach Almersberg.

Unterbrochen wird dieser Zug durch einen kleinen mit Schlierton erfüllten Quersattel westlich von Kote 294 der O. A. Von da zieht

die Südgrenze des Konglomerates geradlinig nach NO, um genau oberhalb der Talhiegung des Aubaches im Gemeindefeld von Almersberg im rechten Winkel, gegen SO, umzuschwenken. Im Gegensatz zur bisher geradlinig streichenden Grenze zeigt die nun folgende $\frac{3}{4}$ km lange NW—SO gerichtete Konglomerat-Schliergrenze mehrere kleine rechtwinkelige Umbiegungen, die durch die morphologisch scharfe Grenze der Böschungen leicht erkennbar sind. Ein kleiner Aufschluß am Waldrande läßt hier, der Biegung entsprechend, SW-Fallen (30°) erkennen. Halbwegs zwischen Almersberg und Burgstall erreicht das Konglomerat diesen Weg und biegt hier mit Einschaltung eines kleinen, durch die Wald-Wiesengrenze und die Böschungsverschiedenheit erkennbaren, nach S offenen rechten Winkels wieder in die normale NO-Streichungsrichtung ein, der es nun im großen und ganzen bis Öd folgt.

Auch der Nordrand des Buchbergkonglomeratzuges samt dem vorgelagerten Aufbruch von Melker Sand weist bei der Kirche St. Lorenz ein scharfes Zurückspringen nach SO auf und, mit Einschaltung eines kleinen rechtwinkeligen Vorsprungs unterhalb der Rückfallkuppe O von Kote 406, ist er unter dem Hauptgipfel des Buchberges ebenfalls um fast $\frac{3}{4}$ km zurückgetreten. Die starke Bewaldung der Nordlehne verdeckt zum Teil die morphologisch scharfe Grenze. Eine nach SO an den Kamm des Buchberges nischenartig in den Wald eingreifende feuchte Bergwiese bekundet auch schon äußerlich, daß hier der Schlier viel weiter gegen SO reicht. Er ist auch durch rutschiges Gelände charakterisiert.

Die sowohl im N wie S deutlich beobachtbare rechtwinkelige Umbiegung entspricht einer horizontalen Querverschiebung, die aber nicht entlang eines „Blattes“ vor sich ging, sondern mit einer Abbiegung des Mittelschenkels zu NW—SO-Streichen in Verbindung war.¹⁾ (Almersberger Querverbiegung.)

Genauere Begehungen lehrten, daß alle südlich des Buchbergkonglomerates folgenden Gesteinszüge wie auch die früher erwähnten sekundären Flyschschuppen die gleiche rechtwinkelige Beugung mitmachen. Die bei Almersberg genau feststellbare Grenze von Schlier und Melker Sand (Mergelblätter auf den Feldern oberhalb des Ortes, Sandgrube²⁾ am Ostende des Ortes) ist in ihrer Fortsetzung im Graben unter den Gschwendthäusern wiederum um mehr als $\frac{1}{2}$ km gegen SO gerückt. Von der Flyschschuppe am N-Ufer des Aubaches sind an der Beugungsstelle zwei kleinere Stücke losgerissen und durch weichere Schichten (vor allem Melker Sand) getrennt, ein drittes, das östlichste, viereckig begrenzte Trum ist mehr als 100 m

¹⁾ Ob bei dieser Querbeugung auch eine Zerrung des breiten Mittelschenkels erfolgte, war durch Beobachtungen nicht festzustellen. Das Vorhandensein der verschiedenen Rückfallkuppen mit ziemlich tiefen schmalen Sattelhälsen dazwischen hat uns den Gedanken nahegelegt, daß hier Zerrklüfte durchgehen könnten und an den Sätteln eingequetschte Schlierpartien vorhanden sind. Doch konnten wir trotz wiederholter Begehungen keine verlässlichen Beobachtungen machen, mit Ausnahme der Feststellung von etwas Ton im obersten Teil des Grabens SW vom Buchberg.

²⁾ Hier wurden kleine Verwerfungen von 10 und 15 cm Sprunghöhe beobachtet.

gegen SO gezerzt und steht klippenartig im Melker Sand am S-Ufer des Aubaches in dem kleinen Wäldchen östlich des hier mündenden Seitengrabens von Süd. In diesen Seitengraben schwenkt der schmale Tonzug gegen SO ein, der am Aubach unterhalb die beiden Flyschschuppen trennt. Zu beiden Seiten des Seitengrabens begleiten ihn mit scharfer Grenzlinie die hier an Granitrümmern reichen Melker Sande.¹⁾

Schließlich hat auch die Flyschgrenze selbst, die am Südabhang des Aubaches in SW—NO-Richtung zog, dieselbe rechtwinkelige Umbiegung erfahren. Sie springt bis über den Gschwendtrücken zurück und streicht wenig oberhalb des Aichhofes erst in östlicher Richtung weiter.

Hart an der Grenze des Flysches im Melker Sand oberhalb des mehrfach erwähnten Seitengrabens am Kreuzweg zwischen den Kuppen 305 (Flysch) und 311 (Melker Sand) der O. A. finden sich im südlichen Teil der Sandgrube im feinkörnigen grauen Melker Sand mehrere steile, NNO—SSW streichende, und gegen OSO fallende Klüfte, die zum Teil von Harnischen überzogen sind. Diese Klüfte spielen vielleicht hier an der Knickungsstelle unserer Sigmoiden die analoge Rolle wie die Scheitelrisse von Antiklinalen. Häufig treten eckige Granitrümmern und Stücke grünlichen Gneises auf;



Fig. 4. Anschluß an der Straße bei Au. S = Melker Sand, Sst. = Sandsteingerölle, γ = Granitrümmern, C = Konglomerat, T = Tonschiefer.

sie sind hier wie an vielen Stellen unseres Melker Sandes mitgenommene Scherlinge des kristallinischen Untergrundes der Melker Sande. Stücke von kieseligen Sandsteinen und Hornsteinen, wie sie im Neokomflysch aufzutreten pflegen, rühren aber von der Anpressung des Flysches her.²⁾

Ehe wir das Gebiet weiter östlich behandeln, wäre hier noch einer kleiner Querstörung zu gedenken, welche bei Au auftritt. Am rechten Gehänge des Anzbachtales unterhalb Anzbach ist trotz der verhältnismäßig schlechten Aufschlüsse der Flysch überall deutlich bis knapp vor die Häuser von Au zu finden. Unter anderem beobachteten wir an der Stelle, wo der Anzbach in einer größeren Krümmung an das rechte Gehänge herantritt, im Bachbett selbst rote und graue Neokomtone zirka 40° SSO fallend und am Gehänge mit gleichem Fallen plattige und kieselige gebänderte Sandsteine. An dem von der Höhe herabkommenden Feldweg treten Spuren von Melker Sand und am Weg eine

1) Es ist vielleicht nicht nötig zu erwähnen, daß dieser offenbar durch den abgebogenen Tonzug bedingte Seitengraben der einzige bemerkenswerte linksseitige Graben des Aubaches ist.

2) Schwierig zu denken ist, daß an der Westwand des Aufschlusses der anscheinend flachgelagerte Melker Sand von einer 15 bis 20 cm starken, in eckige Stücke zerfallenden, 35° SW fallenden Bank eines braun verwitterten, feinkörnigen, härteren Sandsteins durchsetzt war. Der erste Eindruck war der einer tektonischen Durchspießung, wogegen aber die geringe Mächtigkeit und der Umstand sprechen, daß die Schichten des Melker Sandes keine Verschleppung zeigen.

längere Strecke Verwitterungslehm auf; dann erscheinen längs der Straße von S nach N 5 Schritte Buchbergkonglomerat und Granittrümmer; dann nördlich des Hohlweges: 2 Schritte Konglomerat mit vorwiegend Granitblöcken, 9 Schritte Konglomerat mit vorwiegend groben Sandsteinblöcken, 5 Schritte feinkörniger Melker Sand, zum Teil in Bänken, SO fallend (vgl. von hier an Fig. 4), 5 Schritte Granittrümmer und Sandsteinblöcke, 3 Schritte grobe Sandsteinblöcke, 6 Schritte grobe feste Konglomerate, 1 Schritt Granittrümmer und geschieferter Granit, 2 Schritte größere Granitklippe, 2 Schritte Schieferthon, an die Granitklippe sich anschmiegend, nebst Sandsteingeröllen, 5 Schritte weißer Sand; dann folgt eine längere Strecke kein Aufschluß, schließlich gelber Lehm bis zur Kirschnerwaldgasse und nördlich des Aubachgrabens der Melker Sand vom Grillenhof.

Es ist hier das größte Trümmervorkommen von Granit, das wir beobachten konnten, und die tektonischen Begleitumstände sprechen dafür, daß es aus der Tiefe hervorgepreßte Scherlinge sind und es erinnert das Vorkommen gequetschter Granittrümmer mit Konglomerat, das hier mehr in Beziehung zum Melker Sand steht, einigermaßen an das schon im stratigraphischen Teil beschriebene Konglomeratvorkommen von Kote 309 NW von Unter-Dammbach.

Das Konglomerat mit den Granittrümmern zieht sich als morphologisch deutlich hervortretende Kammrippe gegen NO bis zu den obersten Häusern von Au hinauf, bildet eine kleine Rückfallkuppe, um dann unvermittelt mit einer NW—SO-Störung, die auch noch den südlich begleitenden Melker Sand abschneidet, an den Flysch¹⁾ zu grenzen. Die Verschiebung des Flysches beträgt zirka 200 m (Querstörung von Au).

Es ist wahrscheinlich, daß diese Querstörung sich weiter nach NW fortsetzt und den Durchbruch des Anzbaches durch das Buchbergkonglomerat zwischen Schloßberg und Galgenberg ermöglichte. Es ist nicht wahrscheinlich, daß das kleine Konglomeratvorkommen von Au mit dem Buchbergkonglomerat des Schloßberges zusammenhängt. Das Vorhandensein der breiten Talauwaschung von Groß-Weinberg macht es vielmehr wahrscheinlich, daß hier weichere Schichten, wie Melker Sand und Schlierthon, den Untergrund des Anzbaches bilden und im großen sich dasselbe wiederholt, was wir im kleinen in der Unterbrechung des Buchbergkonglomerates am Galgenberg bei Kote 294 der O. A. beobachten.

Wenn man auch hier die Verhältnisse zunächst durch eine lokale Anschoppung der Hangendtone auf dem Konglomerat erklären könnte, so ist zu bedenken, daß angesichts der gleichmäßig flachen Abböschung der Südlehne eine solche Anschoppung doch wieder unter dem Sattel eine tiefere Lage des Konglomerats voraussetzt, die nur durch eine Abbiegung des Konglomerates am Sattel erklärt werden kann, wenn man nicht zu einer NW laufenden Querstörung greift (Querstörung Galgenberg). Man hat den Eindruck, daß der nördliche Flügel des Konglomerats gegenüber dem Galgenberg etwas vorgeschoben ist.

Die Verfolgung der Querstörung von Au nach SO ist im schlecht aufgeschlossenen Flyschgelände nicht möglich gewesen. Wohl aber gewinnt man, wenn man das NO-Fallen des Flysches S von Au mit dem in der Gegend zwischen Anzbach und Grub durchwegs beobachteten SW-Fallen vergleicht, das Bild einer Umbeugung im Flyschstreichen,

¹⁾ Der Flysch wurde weiter nordöstlich am Hang außer durch Beobachtungen auch durch Handbohrungen nachgewiesen.

deren Zustandekommen durch die kleine Störung von Au, wie wahrscheinlich in noch größerem Ausmaß durch die Almersberger Sigmoide bedingt wurde.

Oberhalb von Grub zeigt der Flysch am Häuselbach eine längere Strecke S-Fallen bei reinem W—O-Streichen, wie es dem ruhigen Verlauf des Flyschrandes und des Melker Sandes des Gschwendrückens entspricht.

Wir kehren bei der weiteren Besprechung der tektonischen Einzelheiten nunmehr wieder zum Buchbergkonglomerat zurück. Von seinem südlichsten Punkt halbwegs zwischen Almersberg und Burgstall verläuft die Grenze des Konglomerats nun bis Johannesberg in NO-Richtung, wobei der geradlinige Verlauf zwei kleine Unterbrechungen erfährt. Die erste derselben fällt mit dem bei Burgstall zum Buchbergkamm hinaufziehenden Graben zusammen. Ein Schotterbruch vorher zeigt das Konglomerat nach SO fallend.¹⁾ Im schmalen Graben selbst konnten wir bis unter den Sattel, der die breite Rückfallkuppe von Burgstall vom Hauptgipfel trennt, wiederholt deutlich blättrigen Schlierton finden, während die beiden Flanken vom Konglomerat gebildet sind.²⁾

Auch über den Sattel hin muß der eingequetschte Schlier ziehen, denn ein kleiner versumpfter Brunnen am Sattel des Buchbergkammes kann sein Wasser nur einer Überfallsquelle aus dem durchlässigen Konglomerat vor dem wasserdichten Schlier verdanken. Rein orographisch wäre man versucht, hier die Fortsetzung dieser Querstörung am Nordabhang des Buchbergrückens in die schon erwähnte NW—SO verlaufende Grenze zwischen Konglomerat und Schlierton und dann in den Melker Sandaufbruch von St. Lorenz zu ziehen. Danach würde diese Querstörung von Burgstall als eine bei der im folgenden zu besprechenden starken Beugung des Konglomeratzuges entstandene Zerrungskluft zu deuten sein.

Im Gegensatz zu dieser linienartigen Störung von Burgstall entspricht die Unterbrechung der Konglomerat-Südgrenze zwischen Öd und Johannesberg einer kurzen Einknickung, die aber auch den gesamten breiten Konglomeratzug ergriffen hat, wie das Vorspringen des Konglomerates an der Nordgrenze, NO der Bergwiese und der von da ab bogenförmige Verlauf dieser Grenze bis gegen Johannesberg beweist.

Eine breite durchlaufende Störungszone durchsetzt aber bei Johannesberg den Konglomeratzug, da in dem nach N gerichteten Graben unterhalb der Häuser des Ortes blaue Schliertone mit SO-Fallen anstehen, die sich über die Felder S von Johannesberg in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem Schlier von Kleingraben verbinden. Wir nennen diese NNW—SSO verlaufende breite Störungszone Querstörung von Johannesberg.³⁾

¹⁾ Das von Stur auf der geologischen Karte 1 : 75000 an zwei benachbarten Stellen angegebene NW-Fallen haben wir nicht beobachtet. Das südliche davon ist irrtümlich auf der Karte eingezeichnet.

²⁾ Das Tälchen ist also an die Querstörung direkt tektonisch angelegt.

³⁾ Abel (Jahrb.) deutete das Tonvorkommen von Johannesberg als eine Einschaltung in das hier zu zwei nach N überkippte Falten aufgerichtete Buchbergkonglomerat.

Die Störungen und Knickungen in diesem Teil des Buchbergkonglomerates finden in den SO angrenzenden Gesteinszonen kein so getreues Abbild wie die Almersberger Sigmoide. Im Gegensatz zum SW—NO-Verlauf der Konglomeratgrenze zieht die Flyschgrenze N vom Aichhof und Dirnhof fast geradlinig in W—O-Richtung; das Auseinandertreten dieser beiden im W noch streng parallel verlaufenden Grenzen erreicht an einer Linie Burgstall (Westende des Ortes) nach Kote 330 (O. A.) bei Raßberg das Maximum. Dann aber holt der Flyschrand den verlorenen Abstand durch ein fast unvermitteltes bogenförmiges Vorspringen gegen N entlang des von der Wasserscheide bei Burgstall zum Häuselbach nach S herabziehenden Seitengrabens rasch ein. In diesem Graben fanden wir am linken (östlichen) Gehänge deutlich Flysch aufgeschlossen (am oberen Ende des Grabens liegt der früher erwähnte Aufschluß der hornsteinführenden Mergelkalke und zeigen die Flyschschichten, fast saiger gestellt, ONO—WSW-Streichen). Am weniger gut aufgeschlossenen rechten Gehänge dieses Seitengrabens treten Schlierspuren als Fortsetzung des weiter im W den Flyschrand begleitenden breiten Tonzuges auf, welche an das Umbiegen des Flysches sich anschmiegen und damit die gleiche Biegung mitmachen. Etwas höher weiter westlich ist der Melker Sand des Gschwendtzuges zu finden. Undeutlich aufgeschlossen war die auf der Karte gezeichnete NW vorgreifende Anschoppung von Schlierton östlich von Gschwendt.

Von diesem NW gerichteten Vorsprung des Flyschrandes tritt der Flyschrand nochmals im leichten Bogen gegen S zurück, um sich dann beim Gehöft Hofstädter in einem etwas kürzeren ähnlichen Vorspringen nach N nochmals vorzuschieben; von da an lenkt er in einem flachen, nach S ausholenden Bogen zum ungestörten NO-Streichen am rechten Abhang des Schönbachgrabens ein.

Beim Hofstädter waren folgende Detailbeobachtungen zu machen. Die Kuppe 348 der O. A. bilden die schon früher erwähnten Neokongesteeine (oben, S. 3), auffallenderweise O-fallend 60° ; unmittelbar westlich davon erscheinen am Waldrand gelbe Melker Sande und im Hohlweg zum Gehöft selbst Schlierton, die Fortsetzung der S. 18 erwähnten synklinalen Einfaltung, während auf den Feldern westlich davon wieder Melker Sand mit Granittrümmern zu sehen war.

Entsprechend der östlichen Vorbeugung des Flyschhauptrandes weist auch die nördliche Schuppe des sekundären Flyschaufbruchs von Erlaa an seinem Westrande eine ähnliche Knickung auf. Dieser, wie schon früher erwähnt, dreiseitig begrenzte Flyschaufbruch zeigt unterhalb von Öd eine Anschoppung auf 300 m Breite, die sich gegen Ost, gegen Starzing allmählich zu einem schmalen Zug ausdünn, nach SW aber schräg zum generellen SW—NO-Streichen an einer N—S-Linie sich rasch verschmälert zu einem schmalen Zug, der in leichter S-förmiger Krümmung, parallel der südlichen Flyschschuppe verlaufend, um den großen Flyschvorsprung W vom Hofstädter sich herumschmiegend, unter dem Melker Sand untertaucht. Diesem N-Verlauf der Flyschschuppe folgt auch die verschmälerte Fortsetzung des Melker Sandes vom Gschwendt, die über die Wasserscheide von Burgstall

hinweg nach Öd und Kleingraben verfolgbar war. Es zeigte sich also, daß die weichen Zwischenschichten zwischen Buchbergkonglomerat und der Hauptmasse des Flysch einschließlich der sekundären Flyschaufrüche in dem durch die verschiedenen Bewegungen zwischen Flyschrand und Buchbergkonglomerat geschaffenen bald breiteren, bald schmälern Zwischenraum verschiedene Anschoppungen und Ausquetschungen erfahren haben, wobei die größte Breite des Flyschaufruches mit der Umknickung des Buchbergkonglomerates bei Öd zusammenfällt.

Wohl weniger mit der geschilderten Umbeugung der Konglomeratschichten und der nördlichen Flyschschuppe als mit der NW—SO gerichteten mehr blattartigen Querstörung von Johannesberg stehen offenbar die vielen im erwähnten Steinbruch W von Erlaa beobachteten kleinen Verschiebungen, Verwerfungen und Absenkungen im Zusammenhang, unter deren Einfluß der gebänderte hornsteinreiche Sandstein parallelepipedisch zertrümmert wurde.

In der Hauptmasse des Flysches vollziehen sich folgende Störungen, die sich zum Teil mit den bereits erwähnten Verbiegungen und Störungen in Beziehung bringen lassen: So ändert sich das im mittleren



Fig. 5. Aufschluß im Häuselbachgraben östlich vom Dirnhof.
T = Tonschiefer, Sst = Sandstein, S = Melker Sand.

Häuselbachgraben herrschende O—W-Streichen und S-Fallen des Flysches am Bachknie unter der Kuppe 330 zu SO-Fallen, um gleich darauf vor der Mündung des von N kommenden Grabens WSW-Fallen¹⁾ Platz zu machen. An dieser Störung im Streichen treten eingeklemmte Partien von Melker Sand²⁾ und am Bach, wie Figur 5 zeigt, starke Verquetschungen und Verknetungen zwischen mürben, zum Teil an Melker Sand erinnernden Sandsteinen mit dunklen Tonschiefern nebst härteren Flyschsandsteinen auf.

Gegenüber diesen Aufschlüssen zeigt der Schlierton ONO-Fallen.³⁾ Da ferner der Flysch am W-Abfall der Kuppe 330 bei Raßberg W-Fallen aufweist (während der Flysch SO von Raßberg das normale SSO-Fallen hat), ist wohl anzunehmen, daß hier auch den Flysch eine Querstörung durchsetzt (Querstörung von Raßberg), die wohl am besten als Parallelstörung zu dem großen Flyschvorschub westlich vom Hofstädter aufzufassen ist und in ihrer Fortsetzung möglicherweise mit der Querstörung im Konglomerat von Burgstall zusammenhängt.

¹⁾ An zwei Stellen beobachtet. Im Einklang damit steht im Graben zwischen Raßberg und „Am Hof“ der Verlauf der NNW—SSO-, bzw. N—S-Klüfte. Die gleiche Klüft-richtung NNW—SSO zeigt der Flysch am Häuselbach unter der Mündung des nördlichen Seitengrabens.

²⁾ Auch durch Handbohrungen nachgewiesen.

³⁾ Auf der Karte nicht eingezeichnet.

b) Das Gebiet von Starzing und Kogl.

Das, wie erwähnt, bei Johannesberg durch einen 150 m breiten Schlierzug unterbrochene Buchbergkonglomerat taucht zwischen Johannesberg und Kogl neuerdings als breiter Zug auf, ohne aber die morphologisch hervortretende Rolle zu spielen wie am Buchberg selbst. Tektonisch zeigt auch dieser Teil ähnliche Querstörungen, die an dem gelappten Umriß des Konglomerates im Kartenbild schon deutlich hervortreten.

Das kleine Konglomeratvorkommen, auf dem die Kirche und die oberen Häuser von Johannesberg liegen, trennt ein schmaler NO—SW verlaufender Schlierzug, der nach den Aufschlüssen beim Ort Johannesberg wieder das isoklinale SO-Fallen zeigt, von der östlichen Hauptmasse ab. Verfolgt man das Konglomerat auf der Straße nach Starzing hinab, so bemerkt man nach dem ersten Wegdrittel eine scharfe Einbuchtung mit Schlier, welche durch eine NW—SO laufende Querstörung bedingt ist, wie eine solche in dem östlich folgenden größeren Schotterbruch W von Starzing direkt beobachtet werden konnte, indem hier das Konglomerat mit einer deutlichen NW—SO-Kluft scharf am eingepreßten Schlierton abschneidet. Die Fortsetzung dieser Kluft fällt mit der ersten rechtwinkeligen Einbuchtung des Konglomerates am N-Rande zusammen, während eine Verlängerung der aus morphologischen Gründen angenommenen westlichen parallelen Störungslinie die vierseitig begrenzte Konglomeratpartie der Kirche von Johannesberg im O abschneidet.

Gleich N von Starzing ist das Konglomerat in NO-Richtung scharf gegen Ton abgeschnitten, der eine verhältnismäßig breite Talform verursacht. Diese Querstörung setzt sich über den Sattel gleich W vom Steinfeld fort und prägt sich auch am Nordrand des Konglomeratzuges in einer scharfen, quer verlaufenden Grenze zwischen Konglomerat und Schlier aus (Querstörung von Starzing). Dies ist der Ostrand einer nach SO zurückspringenden, mit Schlier erfüllten Nische, die morphologisch und tektonisch ganz an die Bergwiese am Nordabfall des Buchberges erinnert. Während die SW-Begrenzung unserer Nische im großen und ganzen mehr einer Beugung des Konglomerates entspricht, ist der Ostrand der Nische durch das an der Querstörung von Starzing stattfindende scharfe Hervorspringen des Konglomerates um fast 200 m bedingt.

Diese Verschiebung des östlichen Rückens des Steinfeldes legt den Gedanken nahe, auch die S-Grenze des Konglomerates östlich der Querstörung von Starzing um das gleiche Maß NW vom Statzbach verschoben anzunehmen. Die Aufschlüsse von Konglomerat aber am Statzbach knapp vor Erreichung des von Kote 269 herabkommenden Seitengrabens zwingen uns zur Annahme, daß die beiden östlich an der Straße nach Wimmersdorf gelegenen Rückfallkuppen, welche oberflächlich mit Lehm und Konglomeratgeschiebe bedeckt sind, von anstehendem Konglomerat gebildet sind, daß aber die beiden nördlich davon gelegenen flachen Sättel unterhalb der steileren Lebne des Konglomerates des Steinfeldes durch ein Band von Schlierton erzeugt werden. Wir betrachten diesen als Hangenton des Konglomerates des Steinfeldes und das Konglomerat der Rückfallkuppen als kleine schuppenartige Aufpressung.

Auch diese scheint wieder durch eine kleine Querstörung mit Schlier zerlegt, in welchem der kleine Graben SO von Kote 298 zwischen den beiden Rückfallkuppen

sich bilden konnte. Es paßt gut mit einer nordwestlichen Querstörung hier, daß gerade in der NW-lichen Fortsetzung des Grabens im Konglomerat der Hochleiten mehrere NW—SO streichende und NO fallende Klüfte beobachtet wurden (Aufschluß am Fahrwege etwa NNO von Kote 298 des Steinfeldes).

Eine der Johannesberger ähnliche durchgängige und mit einem durchgängigen Schlierzug verbundene Querstörung schneidet zwischen dem Konglomerat des Steinfeldes und der östlichen der beiden erwähnten Rückfallkuppen einerseits und dem Schwarzfeld und dem Konglomerat am nördlichen Statzgraben anderseits scharf durch (Querstörung von Hagenau).¹⁾ Sowohl auf der Höhe 269 als auch in dem nach SO zum Statzbach herabziehenden Seitengraben ist Schlierton durchwegs zu beobachten.

Dieselbe Richtung einer Störung zeigen zwei kleine Verwürfe in dem Kohlenflöz am Statzbach gleich oberhalb des Seitengrabens (Gelegenheitsaufschluß): der östliche streicht WNW—OSO und fällt NNO unter 68° ein und verschiebt das Flöz in der Horizontalen etwa um 20 cm; der Betrag der gleich benachbarten westlichen Querstörung ist größer, aber der Aufschluß unzureichend.

Östlich der Hagenauer Querstörung ist die Ableitung der Detailtektonik des Konglomerates erschwert durch die mächtige Entwicklung von Gehängelehm. Doch treten deutlich zwei getrennte Konglomeratpakete aus dem umgebenden Schlier hervor (der langgestreckte Rücken am Nordabhang des Statzgrabens und die rundlich begrenzte Konglomeratkuppe des Schwarzfeldes). Welche tektonische Rolle diese zwei Pakete spielen, ist nicht erkennbar. Doch macht es den Eindruck, daß das Konglomerat des Schwarzfeldes eine Verschiebung nach N erfahren hat. Es erinnert in seiner Begrenzung und Stellung einigermaßen an das Konglomerat der Johannesberger Kirche, nur gewinnt es wegen des breiteren Schlierzwischenraumes eine mehr selbständige Stellung.

Die Verfolgung der besprochenen Querstörungen ins Gebiet süd-östlich ist nicht möglich, da in dem Melker Sand und Schlierton im unaufgeschlossenen Gelände leicht verfolgbare Schichten fast vollständig fehlen. Lediglich die kleinen Flyschaufbrüche, welche die Fortsetzung des Flyschaufbruches von Erlaa bilden, gestatten einige Beobachtungen. Der doppelte Flyschaufbruch von Erlaa endet, wie erwähnt, am Fahrweg von Starzing zum Schönbachgraben. Da in der Fortsetzung ihres Streichens bei den noch erkennbaren Bergbauhalden S von Starzing wir in einer gelegentlichen Aufgrabung für die Drainage Melker Sand und darüber gegen SO Schlierton beobachten konnten, scheint das Flyschvorkommen von Erlaa östlich dieses Hohlweges durch eine Querstörung abgeschnitten zu sein. Über ihren Verlauf können wir nichts sagen, obwohl es nahe läge, sie mit der Störung von Starzing irgendwie in Zusammenhang zu bringen. Nun aber ist unmittelbar unterhalb von Starzing am rechten Steilhang des Baches und am Gehänge darüber Flysch zu beobachten und es scheint dieses Vorkommen gegenüber dem Ostende des Erlaaer Flyschaufbruches gegen N vorgeschoben. Da außerdem Abel²⁾ dunkle Kalksandsteine des Flysches an der Hauptstraße im Ort selbst beobachtete, ein Vorkommen, das somit noch etwas mehr nach NW gerückt wäre, gewinnt es den Anschein, wie wenn hier im

¹⁾ Auch die Verhältnisse im alten Bergbau von Hagenau lassen Anzeichen für das Durchstreichen dieser Störung erkennen. (Vgl. Vettters in der folgenden Arbeit, S. 51.)

²⁾ Jahrbuch 1903, S. 105.

Bereich der Querstörung von Starzing der Flysch von mindestens zwei untergeordneteren Störungen verschoben wäre.¹⁾

In der Hauptmasse des Flysches im Bereich des oberen Schönbachgrabens herrscht anscheinend NO-Streichen. Weiter oberhalb südöstlich am Hochfeld bei Dornberg ist der nordöstlich streichende Flysch zu NW-Streichen gedreht, offenbar infolge einer Schleppung (Schleppung von Dornberg). Im Randgebiet am Schönbach konnten wir diese Störung aber nicht weiter verfolgen wegen Aufschlußlosigkeit und können daher nicht sagen, ob sie mit der Querstörung von Starzing im Zusammenhang steht, eine Annahme, welche theoretisch sehr nahe liegend wäre.

Erst im unteren Schönbach zeigt der Flysch einen Wechsel von OSO und WSW-Fallen mit einem Wechsel von schmalen Synklinalen und schmalen Antiklinalen. Das ähnliche Streichen und Fallen im angrenzenden Schlier sowie die schon oben erwähnte eingeklemmte Partie von Melker Sand zeigen, daß hier eine innige tektonische Verknüpfung und Aufschürfung des vom Flysch hier östlich überschobenen Melker Sandes (vgl. oben) stattgefunden hat. Da der Flysch hier aber auch auf das Nordufer des Schönbaches übergreift, ist es wahrscheinlich, daß mit der Wendung des Schichtstreichens auch ein Umbiegen der Flyschgrenze gegen NO erfolgt ist, die aber auf den aufschlußlosen Äckern zwischen Schönbach und Koglbach nicht verfolgt werden konnte.

Am Ostufer des Koglbaches liegt die Flyschgrenze fast 400 m unterhalb der Schönbachmündung. Da das Tal des Koglbaches, wie wir auseinandersetzen werden, ebenfalls einer Querstörung entspricht, so sind die Verhältnisse des unteren Schönbachtals wohl am besten als eine Horizontalschleppung an dieser Querstörung zu deuten (Schleppung von Geigelberg).

Die Querstörung von Kogl ergibt sich aus folgenden Beobachtungen. Das Konglomerat des nördlichen Statzgrabens setzt sich östlich nicht direkt fort, sondern erscheint erst am Schloßberg von Kogl, also etwas weiter nördlich verschoben. Auch der südlich angrenzende Melker Sand ist östlich des Koglbaches in gleichem Maße verschoben. Die N—S gerichtete Querstörung folgt also genau dem Koglbach, sie bereitet sich aber schon etwas weiter westlich vor, indem im Bett des unteren Statzbaches selbst N—S streichende Klüfte im hier etwas verhärteten Melker Sandstein beobachtet wurden.²⁾ Wir möchten sie mit der Schleppung von Geigelberg in Beziehung bringen.

c) Das Gebiet westlich von Neulenghach.

Bei Neulengbach ist der Flysch, der die streichende Fortsetzung des Flysches des rechten Anzbachgehanges bildet, gegen die Konglomeratkuppe des Schloßberges ganz nahe herangeschoben. Der Eisenbahneinschnitt SO

¹⁾ Damit läßt sich auch das in der streichenden Strecke des Leopoldschachtes seinerzeit beobachtete Flözabschneiden in Einklang bringen, wie in der folgenden Arbeit von Vettors auseinandergesetzt wird (S. 52).

²⁾ Auch der N—S-Kluftverlauf im Konglomerat des Schloßberges von Kogl steht mit diesem Störungssystem in Zusammenhang.

des Marktes schließt an mehreren Stellen Flyschsandstein und Mergelkalk des Neokom, SO-fallend zirka 50—70° auf.¹⁾ Während der Flyschrand hier aber morphologisch nicht sehr deutlich als Bergzug entgegentritt, wahrscheinlich wegen pliozäner Terrassierung, bildet das Konglomerat des Schloßberges eine steil aufragende isolierte Kuppe, die nur durch einen schmalen Sattel vom Flysch getrennt ist. Aufschlüsse fehlen darin wegen starker Gehängelehmentwicklung und weitgehender Verbauung; aber bei einer Brunnengrabung in der Villa Pessl wurde Sand festgestellt, so daß ein Zug von Melker Sand am Sattel durchstreicht.²⁾ Auch hier ist offenbar der Melker Sand vom Flysch überschoben.

Westlich der Großen Tulln erscheinen aber das Buchbergkonglomerat des Ebersberges und der Flyschrand, in auffallendem Gegensatz zu den Verhältnissen im Ort Neulengbach, am meisten in unserem ganzen Gebiet auseinandergerückt.³⁾ Im Tal der Großen Tulln vollzieht sich das Zurücktreten des Flyschrandes und dementsprechend zeigt der Flysch bei Unter-Dammbach NO—SW-Streichen bei generellem SO-Fallen, so wie im Eisenbahneinschnitt. Das weite Tal der Großen Tulln entspricht also keiner Querstörung, sondern nur einfacher Erosion.

Querstörungen scheinen auch noch im Gebiet W der Großen Tulln nicht zu fehlen. Da aber in der Fortsetzung des Konglomeratzuges des Buchbergs und Schloßbergs nur noch am Ebersberg ein größeres isoliertes Vorkommen von Buchbergkonglomerat auftritt und weiter westlich bis auf die kleinen Spuren bei Laa⁴⁾ das typische Buchbergkonglomerat nicht mehr vorhanden ist, fehlt die verlässliche Leitformation, welche uns im östlichen Gebiet die Erkenntnis der tektonischen

¹⁾ Wolf beschreibt (Jahrb. g. R. A. 1858, Verh., S. 95) die seinerzeit beim Bahnbau gemachten Aufschlüsse. Der 400 Klafter lange und 8 Klafter tiefe Eisenbahneinschnitt zeigt am westlichen Ende Mergel mit Sandsteinlagen, am Westende 5—10°, in der Mitte 60—70°, am Ostende 30° fallend. Die von uns gemessenen Flyschbänke dürften somit dem mittleren Teil des seinerzeitigen Aufschlusses entsprechen. Wolf erwähnt ferner als Hangendschichten verschiedenfarbige Mergelschiefer, Sand- und Mergelmassen. Erstere ließen vielleicht an unsere bunten Neokomtone denken. Wolf spricht aber weiter, daß die Mergelmassen Septarien mit kalkspaterfüllten Klüften enthalten, in denen reiche Einschlüsse von *Pecten* und eine *Terebratul* auftrat. Die Schichten sollen nach Wolf in keinem Fall jünger als eozän sein. Das Vorkommen von Septarien und *Pecten* möchte eher an ein Vorkommen ähnlich den Niemtschitzer Schichten Mährens denken lassen, wie sie Abel im Gebiet von Ybbs gefunden zu haben glaubt und wir, wenn auch noch mit gewisser Zurückhaltung, in den Liegendschichten der kohlenführenden Serie vermuten. Es ist uns nicht gelungen, diese von Wolf beschriebenen Versteinerungen aufzufinden. Ebensowenig konnten wir die nicht veröffentlichten Originalaufnahmen Wolfs in unserem Archiv finden. Wir müssen daher diese wichtige Frage unentschieden lassen, ob hier Verfaltungen des Flysches mit jüngeren Schichten vorliegen oder ob die Versteinerungen mit Flyschablagerungen altersgleich sind.

²⁾ Die Sattelbildung wäre auch aus morphologischen Gründen sonst nicht erklärlich. Zwischen dem Eisenbahneinschnitt östlich der Haltestelle Neulengbach-Markt und der Straße ist aber bereits der Flysch, wie aus dem Auftreten von braunen Schiefer-tonen und Sandsteinen in den Friedhofgräbern folgt.

³⁾ Entfernung vom Südrand des Konglomerats zum Flysch im Profil Ebersberg nach Unter-Dammbach 1,2 km, gegen 1000 m in der Linie Burgstall—Raßberg, 800 m bei Starzing und Hagenau und 150 m bei Neulengbach.

⁴⁾ Trotz der Kleinheit macht sich hier das Konglomerat in einer deutlichen Rückfallkuppe morphologisch erkennbar.

Einzelheiten ermöglicht hat. Vermutlich ist das Verschwinden des Buchbergkonglomerates gegen W mit den ursprünglichen Ablagerungsverhältnissen des Konglomerats bedingt, der Schuttkegel hatte hier offenbar sein westliches Ende; das Vorkommen von Ebersberg war wohl schon von Haus aus ein gegen West ausgeilendes Schotternest.

Die Verfolgung des Flyschnordrandes läßt nur an einer einzigen Stelle das Vorhandensein einer größeren Querstörung oder Querbeugung erkennen, nämlich im Tal W von Unter-Dambach. Unterhalb des Ortes herrscht noch dasselbe NO—SW-Streichen wie an der Strecke im Großen Tullntal und dementsprechend springt der Flyschrand auf das rechte Bachufer über. Etwa 300 m oberhalb aber fanden wir am linken Bachufer Flysch anstehend, der quer zum früheren Streichen NNW—SSO streicht und ONO einfällt und gleiches Streichen mit umgekehrtem Fallen beherrscht den angrenzenden Melker Sand. Von da an zieht der Flyschrand ziemlich ungestört nach WSW und, von Froschau, an in rein westlicher Richtung zwischen Baumgarten und Theisel weiter.

In dem tief eingerissenen Graben S von Stadlberg beobachtet man im unteren Teil unter dem Gehöft NW—SO-Streichen mit SW-Fallen, oberhalb im Graben regelmäßiges SSO-Fallen, so daß die Fortsetzung der Querbeugung des Dambachtales etwas nach O gerückt erscheint. Die nordwestliche Fortsetzung wäre gegen den Reiserhof zu ziehen, ist aber im nicht aufgeschlossenen Melker Sand nicht weiter verfolgbar. Wir wollen diese Querstörung die vom Reiserhof nennen.

Von Interesse ist es aber, daß gerade nördlich dieser rechtwinkeligen Beugung des Flyschrandes das schon beschriebene Konglomeratvorkommen von Kote 309¹⁾ mit dem massenhaften Auftreten ganz eckiger Granittrümmer mit mylonitisch zerpreßtem Gefüge liegt. Es ist daher naheliegend anzunehmen, daß hier eine höhere Aufragung des Granituntergrundes vorhanden ist, an dem sich der vorrückende Flyschrand gestaut hat und von dem dabei die zerquetschten großen Scherlinge samt dem Konglomerat emporgedrückt wurden.

Da, wie erwähnt, auch Spuren von ueokomen Tonen gefunden wurden, ist ferner die Annahme möglich, daß dies eine verquetschte Partie der Fortsetzung des sekundären Aufbruchs des Flysches von Tausendblum darstellt und dieser durch die Querstörung abgeschnitten und unter dem bedeckenden Melker Sand in der Tiefe entsprechend dem Verlauf des Flyschrandes verschleppt wurde. Die mangelnden Aufschlüsse gestatten hier sowohl, wie bei den übrigen Neokomaufbrüchen keine genaue Verfolgung und Feststellung von Störungen und wir beschränken uns daher auf den Hinweis, daß die nördlichste Flyschschuppe, wenn die von uns rein theoretisch angenommene Verbindung der beobachteten isolierten roten Tonvorkommen richtig ist, ebenfalls wellenartige Verbiegungen erfuhr und eine Heranpressung um das Konglomerat des Ebersberges mitgemacht hat. Im allgemeinen

¹⁾ In schöner Übereinstimmung mit dieser Querstörung steht der WNW bis NW-Verlauf der Klüfte im Konglomerat; die gleiche Kluftichtung durchsetzt auch daselbst den Riesenschuttblock (vgl. Fig. 1).

scheinen aber im westlichen Gebiet ruhigere Verhältnisse zu herrschen als östlich von Neulengbach, wozu noch das eine kommt, daß hier im Verlauf der Gesteinszüge im großen ein W—O-Streichen, dort ein SW—NO-Streichen besteht.

Schlußbemerkungen.

Aus den vorangehenden Ausführungen ergibt sich, daß der Gebirgsbau des Flyschrandes und des angrenzenden Vorlandes in der Umgebung von Neulengbach einerseits durch NW gerichtete schiefe isoklinale Falten und Schuppen, andererseits durch quer zum Faltenstreichen laufende blattartige Störungen und horizontale Verbiegungen (Querbeugungen) beherrscht wird.

Diese Querstörungen haben auch die Flyschgrenze in gleicher Weise wie die unmittelbar vorliegenden jüngeren Schichten betroffen und sind zum Teil noch ins Gebiet der Flyschzone verfolgbar. Ob sie auch noch die entfernteren Teile der Flyschzone ergriffen haben, ist aus den bisherigen Untersuchungen in unserem Gebiet noch nicht festzustellen gewesen. Es ist möglich, daß die Annahme K. Friedls,¹⁾ daß die Querbrüche rasch gegen das Innere der Flyschzone verschwinden, richtig ist, namentlich was die höheren Decken (Wienerwalddecke Friedls) betrifft. Dagegen zeigt das Verhalten der Querstörungen und Verbiegungen (Querflexuren) in unserem Gebiet, daß der von Friedl ausgesprochene Satz, daß immer der östliche Flügel vorgeschoben ist, in dieser Allgemeinheit nicht zutrifft. In unserem Gebiet erscheint namentlich beim Buchbergkonglomerat, aber auch in der Flyschzone ebensooft der Westflügel vorgeschoben. Die Erklärung, daß die Querstörungen in erster Linie durch das Umbiegen des Alpenstreichens in die karpathische Richtung verursacht wurden, trifft für unser Gebiet nicht zu, obwohl wir gerade hier, wie schon erwähnt wurde, in der Gegend von Neulengbach eine Schwenkung aus dem W—O-Streichen in die NO-Streichrichtung wahrnehmen.

Im Konglomeratzug des Buchberges bilden der Schloßberg von Neulengbach und das Konglomerat an der Mündung des Statzgrabens die beiden am weitesten im SO zurückgebliebenen Partien, zwischen denen der Zug des Buchbergkonglomerates einen flachen, an zwei Punkten stärker zurückgehaltenen NW gerichteten Bogen beschreibt. Die Erklärung für die großen Störungen in unserem Gebiet glauben wir vor allem durch das Vorhandensein eines unebenen starren Untergrundes zu finden, über den hinweg der Vorwärtsschub bei den jüngsten Bewegungen, welche der Flyschrand und sein unmittelbar benachbartes Vorland erfahren haben, erfolgte. Wir glauben die Bewegung mechanisch am besten durch eine Gleitung unter dem Druck der herandrängenden Alpenfalten über diesen Untergrund erklären zu können. Bei Besprechung der Querstörung vom Reiserhof sind wir bereits auf diese Frage zu sprechen gekommen.

¹⁾ K. Friedl, Über die Bedeutung der den Außenrand unserer Flyschzone durchsetzenden Querbrüche. Verh. g. B. A. 1922, S. 133.

Wir haben ferner im sedimentologischen Abschnitt gezeigt, daß die Entstehung des Melker Sandes, der heute am Alpenrand isoliert von dem übrigen Vorkommen des Melker Sandes am böhmischen Massiv auftritt, an und auf einem kristallinen Gebirgsrücken gebildet wurde, und die Vermutung ausgesprochen, daß dieser von uns als comagenischer Rücken bezeichnete, im wesentlichen oligozäne Urgebirgswall eine gewisse Selbständigkeit sowohl gegenüber dem geschlossenen böhmischen Massiv wie gegenüber dem Rücken eingenommen hat, welcher seinerzeit Gosau- und Kreideflysch trennte und einen großen Teil des Gesteinsmaterials noch für den alttertiären Flysch geliefert hat.

Wir haben im gleichen Abschnitt auch die Gründe angegeben, daß das Heranrücken der Alpenfalten, vor allem der Flyschfront ein schrittweises, von Ruhepausen unterbrochenes war (Flyschfront zur Melker Sand-Zeit entfernt) und haben als sedimentologisch erkennbare Bewegungsmarken die Lage des Flysches zur Zeit der Bildung des Melker Sandes, dann zur Zeit der Entstehung der Hauptmasse des flyschreichen Buchbergkonglomerates erwähnt. Vielleicht schiebt sich zwischen beide noch als Zwischenstufe die Bildung des Ollersbacher Konglomerates ein mit gelegentlichen großen Flyschblöcken. Erst die Bewegung des Buchbergkonglomerates erfaßte etwa am Beginn des Miozäns vollends die Vorlandsschichten.

Bei dieser Bewegung dürften es Unebenheiten des comagenischen Rückens gewesen sein, welche als störende Hindernisse den vorrückenden Faltenwellen der Vorlandsschichten wie auch der äußersten Flyschstirn sich entgegenstellten. Dabei schmiegt sich stellenweise die einzelnen Faltenzüge um diese Hindernisse herum, ohne ihren Zusammenhang (von Zerrungsklüften abgesehen) zu verlieren; stellenweise wurden sie von Blattverwerfungen durchsetzt und stellenweise wurden besonders vom starren Buchbergkonglomerat einzelne Schollen losgerissen und selbst bewegt.

Wollte man für diese Tektonik, die bei der Bewegung über die Widerstände eines unebenen Tiefsockels entsteht, einen Fachausdruck prägen, so möchten wir sie als superinplanische Tektonik bezeichnen. Mit dieser mechanischen Vorstellung stimmt auch das wiederholt beobachtete Auftreten der kristallinen Gesteinsscherlinge (um die größten zu nennen, die von Au und von Kote 309 NW von Unter-Dammbach) namentlich im Melker Sand.¹⁾ In Anbetracht der starken Vorspießung des Flysches und der Überfahung des Untergrundes durch den Flysch ist aber das gelegentliche Auftreten kristallinischer Scherlinge im Flysch (z. B. S von Haag und bei Raßberg²⁾) nicht wunderlich.

Es scheint auch, daß namentlich im Gebiet größerer Querstörungen solche Scherlinge zahlreich auftreten; doch möchten wir vorläufig angesichts der Schwierigkeit, im schlecht aufgeschlossenen Gebiet überall gleichwertige Beobachtungen zu machen, auf diese Anzeichen keinen allzu großen Wert legen.

¹⁾ Der Granitscherling am Fahrweg bei Tausendblum hat 1·5 m Länge.

²⁾ Kristallinische Einschlüsse im Buchbergkonglomerat wurden schon oben erwähnt (SW von Buchberg, am nördlichen Stutzgrabengehänge).

Wir kommen dadurch zu einer ähnlichen Vorstellung, wie sie Friedl für das Waschberggebiet¹⁾ entwickelt hat, ohne daß wir aber die übrigen von Friedl als allgemein gültig aufgestellten Regeln hinsichtlich des Auftretens von Querstörungen am Flyschrand für unser Gebiet übernehmen könnten. Weitere eingehende Untersuchungen des Alpenrandes werden erst zeigen können, ob auch dort so zahlreiche große und kleine Querstörungen auftreten wie in unserem Gebiet oder ob gerade in der Gegend von Neulengbach eine besonders unebene Morphologie des Untergrundes, zu deren Gestaltung vielleicht auch tektonische Ursachen beigetragen haben (lokale Orogenese, Aufpressung einzelner Schollen), die vielen Querstörungen bedingt habe.

Während wir somit die Querstörungen unseres Gebietes als eine sekundäre, durch den Untergrund bedingte Erscheinung werten möchten, ist die Längstektonik schon im Überschiebungsbauplan des Gebirges bedingt.

Doch erscheint auch bei dieser „streichenden Tektonik“ unseres Gebietes der inplane Untergrund zur Komplizierung beigetragen zu haben. Wenn wir, wie früher angedeutet wurde, die Flyschaufrüche im Melker Sand als durchspießende Bretter und Schubspäne auffassen, welche sich von der einheitlichen, Melker Sand und Schlier in noch unbekanntem Ausmaß überschiebenden Flyschdecke losgelöst haben und in die Vorlandsschichten eingedrungen sind, so können wir uns die Bewegungsvorgänge etwa folgendermaßen denken: Bei der sozusagen schrittweise erfolgenden Anpressung der Flyschstirn an den Melker Sand mit seiner starren Untergrundschwelle wurde der Melker Sand stellenweise vor dem Flyschrand gestaut und angeschopt.

Schon bei diesen Bewegungen mögen sich die höchsten Teile der Untergrundschwelle als störende Hindernisse für die vordringende Flyschdecke fühlbar gemacht haben. Die Überwältigung der Vorlandsschichten durch die Flyschdecke war keine ungehinderte und erfolgte aus den beiden genannten Ursachen (Anschoppung und Reibung am Untergrund) nicht gleichmäßig. Beim weiteren Vordringen wird die Flyschdecke von schräge ansteigenden Wechselflächen durchsetzt und im weiteren verkeilen sich stellenweise Flysch- und Vorlandsschichten; beim weiteren Vorwärtsdringen des Flyschhinterlandes und bei der Verfallung mit den Vorlandsschichten durchspießen die äußersten von der Flyschdecke losgerissenen Schubspäne die Vorlandsschichten und treten heute als die erwähnten Flyschaufrüche im Melker Sand zutage, ja einige sind sogar bis in den Bereich des Buchbergkonglomerates und des Schliers gelangt (Abel's Flyschaufruch am SW-Sporn des Buchbergzuges, Flyschspuren bei der Bergwiese am Nordgehänge des Buchberges).

Wir kommen somit zu ähnlichen tektonischen Vorstellungen, wie sie für die Überschiebung der beskidischen Decke auf das subbeskidische Alttertiär von Uhlig, H. Beck, Petrascheck u. a. angenommen wurden. Auch hier sind in letzter Zeit durch Petrascheck²⁾ Schubspäne von beskidischen Schichten im Subbeskidikum beschrieben worden. Nur

¹⁾ Friedl, Verh. S. 135.

²⁾ Neue Erfahrungen und Richtlinien zur Erdölgeologie in den Karpathen. Petroleum 1922, S. 934.

scheinen in unserem Gebiet die tektonischen Vorgänge in kleinerem Ausmaße erfolgt zu sein. Wegen Mangels an Tiefbohrungen ist das Ausmaß der Hauptüberschiebung noch unbekannt.

Nach dem Alter der betroffenen Formationsglieder ereigneten sich diese Gebirgsbewegungen der Hauptsache nach an der Wende des Oligozäns und im Untermiozän.

Schließlich legt der Umstand, daß die Umgegend von Neulengbach ein stark von Störungen zerrüttetes Gebiet darstellt und zugleich habituelles Bebengebiet ist,¹⁾ den Gedanken nahe, daß noch bis in die jüngste Zeit hinein Nachwehen der früheren Krustenbewegungen andauern, die wohl kleine Verschiebungen im Sinne der früheren Störungen mit sich bringen. Ein Fortdauern schwacher Gleitungen der Alpenfront nach der sich senkenden Schliergeosynklinale ist heute wohl noch vorhanden, wenn man sich die Senkungen des Alpenvorlandes vergegenwärtigt, die in der bayrischen Inn-Salzachplatte nach den Untersuchungen von M. Schmidt²⁾ westlich von Simbach in kaum 20 Jahren (1887—1906) 66·4 mm ausmachen und die gewiß sich auch in die benachbarte oberösterreichische Senke und dann weiter nach dem niederösterreichischen Alpenvorland fortsetzen,³⁾ wenn auch ihr Nachweis mangels der genauen Untersuchungen des Präzisionsnivelements in Österreich noch nicht gelungen ist.⁴⁾

Anhang.

Über die Erdölspur bei Hofstatt.

In einem früheren kurzen Aufsatz⁵⁾ wurde bereits mitgeteilt, daß wir gelegentlich der Begehungen in der Umgebung Anzbachs in dem bei der Haltestelle Hofstatt herabkommenden Graben in einem offenen Brunnen wiederholt sehr schöne und deutliche Erdölspuren beobachtet haben.

Seither ist das Vorkommen wiederholt von Götzingen besucht worden, wobei bald ölige Schüppchen, bald ölige Fäden beobachtet wurden (zuletzt im Februar 1923).

Eingehende Begehungen in der Umgebung sowie einige von Götzingen ausgeführte Handbohrungen haben gezeigt, daß der Flysch bis über die Eisenbahn reicht und daß der Brunnen noch vollständig im Flysch liegt. Die erwähnten Sandspuren, ähnlich Melker Sand beim

1) E. Sueß, Erdbeben Niederösterreichs. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 1873, S. 61 ff., und F. E. Sueß, Die Erschütterungen in der Gegend von Neulengbach am 28. Jänner 1895. Jahrb. d. geol. R. A. 1895, S. 77 ff.

2) Sitzungsber. d. Bayer. Akad. d. Wiss. 1915, math.-nat. Kl., S. 329.

3) Vgl. die „Katabasen“-Karte Schmidts in E. Kayser, Lehrbuch d. Geologie, 5. Aufl., 1918, S. 952.

4) Eine systematische Kontrolle der Triangulation und Präzisionsnivelements in Österreich nach dem bayrischen Vorbild wäre wohl eine sehr dankbare und für geotektonische Fragen überaus wichtige Aufgabe.

5) Vettors, Über Erdölspuren bei Neulengbach. Petroleum. XXII. 1921. S. 181.

Viehhoft, scheinen nach diesen neuen Beobachtungen von Flyschsandsteinen herzurühren.

Die Möglichkeit von NW—SO-Störungen im Gebiete bei Anzbach besteht noch immer, doch konnten dafür keine sicheren Beobachtungen gemacht werden.

Die in der erwähnten Mitteilung geäußerte Anschauung, daß die Ölspuren aus einer Partie von Melker Sand kommen dürften, ist aber noch immer möglich. Gerade bei Neulengbach hat der Flyschrand, wie früher auseinandergesetzt wurde, eine starke Verschiebung gegen NW erfahren und anscheinend die oberflächlich auf den schmalen Sattel bei der Haltestelle Neulengbach-Markt verschmälerten Melker Sande und Schliertone ziemlich stark überschoben.

Es ist also ganz leicht möglich, daß ein ursprünglich aus dem Schlier stammendes Erdöl in einer vom Flysch überschobenen Partie von Melker Sand sich angesammelt hat und nun an einer Spalte oder Schichtfläche des Flysches zugleich mit dem aufsteigenden Quellwasser Ölspuren zutage treten.

Inhalt.

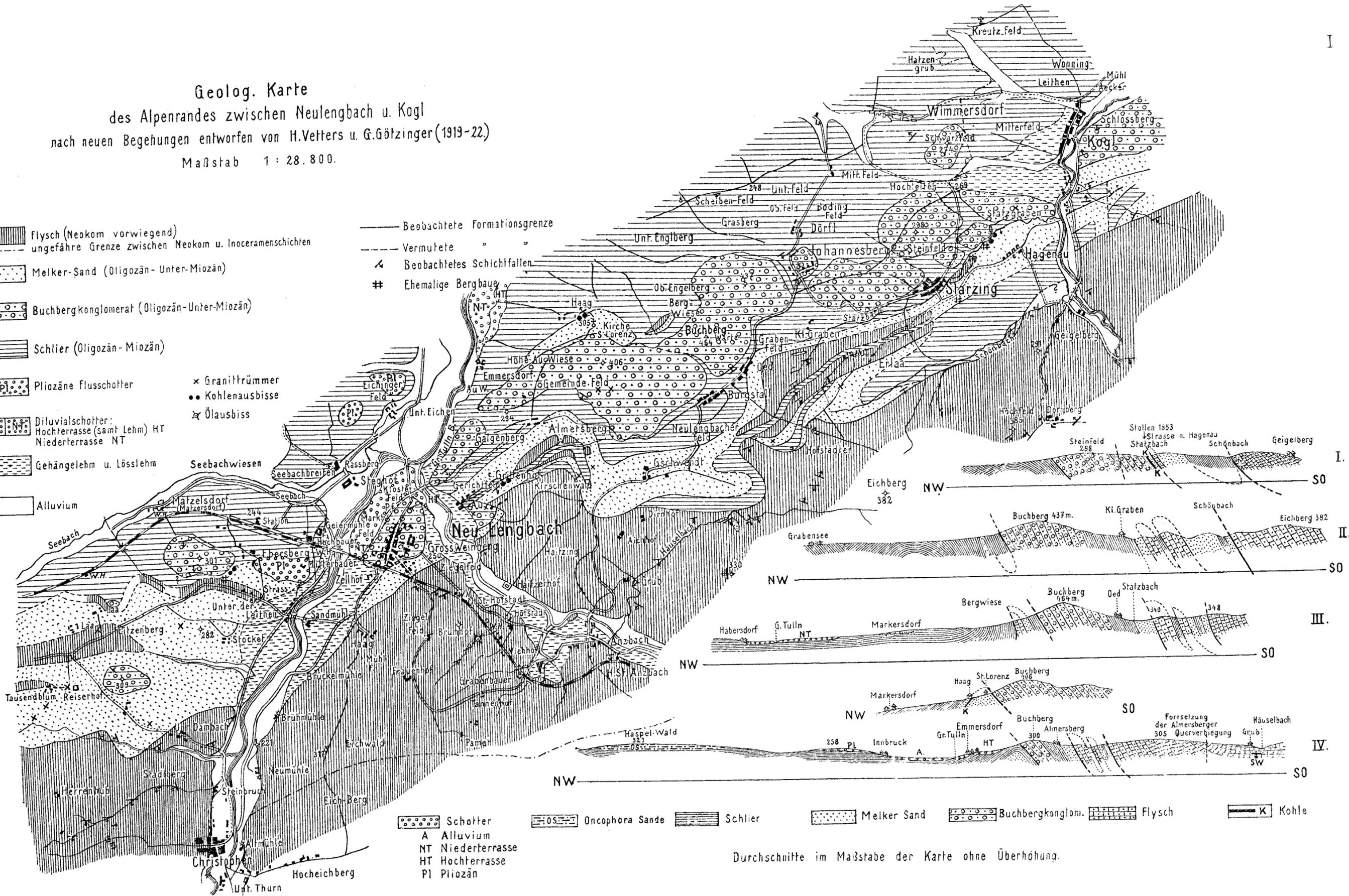
	Seite
Einleitung	1
I. Die gebirgsbildenden Schichten	2
1. Flysch	2
a) Neokom	2
b) Oberkreide	4
2. Melker Sand (mit der kohlenführenden Serie)	4
3. Buchbergkonglomerat	7
4. Tone und Sandsteine in Schlierfazies	9
5. Pliozäne Flußschotter	11
6. Diluviale Schotter	11
7. Gehängelehm und Lößlehm	11
II. Einige Gedanken über die Sedimentierung der Schichten	12
III. Bemerkungen zur Herstellung der geologischen Karte 1 : 28.800	14
IV. Der Gehirgsbau	16
1. Faltenbau	16
2. Querstörungen	21
a) Das Gebiet des Buchberges	21
b) Das Gebiet von Starzing und Kogl	28
c) Das Gebiet westlich von Neulengbach	30
Schlußbemerkungen	33
Anhang. Über die Erdölspur bei Hofstatt	36

Beilage: Geologische Karte im Maßstabe 1 : 28.800 samt Durchschnitten.

Geolog. Karte
 des Alpenrandes zwischen Neulengbach u. Kogl
 nach neuen Begehungen entworfen von H.Vetters u. G.Götzinger (1919-22.)
 Maßstab 1 : 28.800.

- Flysch (Neokom vorwiegend)
- ungefähre Grenze zwischen Neokom u. Inoceramenschichten
- Melker-Sand (Oligozän-Unter-Miozän)
- Buchbergkonglomerat (Oligozän-Unter-Miozän)
- Schlier (Oligozän-Miozän)
- Pliozäne Flusschotter
- Diluvialschotter: Hochterrasse (samt Lehm) HT, Niederterrasse NT
- Gehängelehm u. Lösslehm
- Alluvium
- Granittrümmer
- Kohlenausbisse
- Ölausbiss

- Beobachtete Formationsgrenze
- Vermutete " "
- Beobachtetes Schichtfallen
- Ehemalige Bergbaue



- Schotter
- A Alluvium
- NT Niederterrasse
- HT Hochterrasse
- Pl Pliozän
- Oncophora Sande
- Schlier
- Melker Sand
- Buchbergkonglom.
- Flysch
- K Kohle

Durchschnitte im Maßstabe der Karte ohne Überhöhung.

Die Braunkohlenvorkommen bei Neulengbach, Starzing und Hagenau in Niederösterreich

Von Hermann Vettters

Mit zwei Tafeln (Tafel II und III)

Einleitung.

Die Veranlassung zu vorliegenden Untersuchungen gab ein im Jahre 1920 im Auftrage des Bundesministeriums für Handel und Gewerbe, Industrie und Bauten erstattetes geologisches Gutachten über den staatlichen Freischurfbesitz der Umgebung von Neulengbach.

Über die geologischen Ergebnisse der bei diesem Anlasse und in der folgenden Zeit gemeinsam mit Dr. G. Götzing er durchgeführten Aufnahmen ist in einer besonderen Arbeit¹⁾ berichtet worden, auf die bezüglich der allgemeinen geologischen Verhältnisse verwiesen werden muß. Auch die früheren geologischen Arbeiten über dieses Gebiet sind in dieser und in einer früheren Veröffentlichung²⁾ bereits angegeben worden. Nunmehr auch die praktischen Ergebnisse meiner Untersuchung veröffentlichen zu können, bin ich dem Entgegenkommen des genannten Ministeriums, besonders Herrn Sektionschef Ing. Otto Rotky zu Dank verpflichtet.

Die in Rede stehenden Kohlenvorkommen treten in einem schmalen Zuge am Nordrande der Flyschzone auf. Von dem östlichen Vorkommen bei Königstetten abgesehen sind Braunkohlenflöze oder Spnrren von Rappoltkirchen bis westlich von Neulengbach bekannt geworden, welche bei Ebersberg, Starzing und Hagenau (Hohenau) auch schon Gegenstand bergmännischen Abbaues waren.

Diese Kohlenvorkommen hat zuerst J. Čížek³⁾ beschrieben. Seine Darstellungen sind mit wenigen Änderungen in F. v. Hauers Arbeit über das Eozängebilde Österreichs⁴⁾ und in die späteren Veröffentlichungen über die Mineralkohlen Österreichs⁵⁾ übergegangen.

¹⁾ Götzing er und Vettters. Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl. Jahrb. der Geol. B. Anst. 1923, S. 1.

²⁾ Vettters. Zur Altersfrage der Braunkohle von Starzing und Hagenau. Verh. Geol. B. Anst. 1922, S. 155 ff.

³⁾ Jahrb. der Geol. R. Anst. III, 2. Heft, 1852, S. 40 ff.

⁴⁾ Jahrb. der Geol. R. Anst. IX, 1853, S. 134.

⁵⁾ Erste Auflage 1870, zweite Auflage 1878, herausgegeben vom k. k. Ackerbau-ministerium, dritte Auflage 1903, herausgegeben vom Komitee des allg. Bergmannstag in Wien. Erwähnt wird die Starzinger Kohle auch unter dem Gemeinndenamen Johannesberg in F. v. Hauer und F. Foetterle, Geol. Übersicht der Bergbaue der öst.-ung. Monarchie Wien 1855, und K. v. Hauer, Fossile Kohlen Österreichs, Wien 1865.

Über die später durch den Bergbau erzielten Aufschlüsse gaben mir zwei Gutachten von D. Stur aus den Jahren 1871 und 1872, sowie ein Gutachten von O. Härtl aus dem Jahre 1894 einige Aufschlüsse. Einige Angaben konnten auch den Verwaltungsberichten der k. k. Berghauptmannschaften beziehungsweise dem späteren Statistischen Jahrbuche des k. k. Ackerbauministeriums¹⁾ entnommen werden.

Die Hauptquelle für meine Untersuchungen bildeten aber die bei der Berghauptmannschaft in Wien und dem Revierbergamt in St. Pölten aufbewahrten Freifahrungsprotokolle, Zugbücher, Karten und sonstigen Akten.

Ich erlaube mir daher den Vorständen dieser Ämter, welche mir in der entgegenkommensten Weise ihre Archive zur Benützung freigaben, Herrn Hofrat Karl Uhle und Herrn Oberbergrat Wilhelm Seefeldner hier meinen Dank auszusprechen.

Die früheren Bergbaue, Schurfarbeiten und Verleihungen.

Die Kohlenvorkommen bei Hagenau (Hohenau), Starzing und Neulengbach sind bereits seit mehr als 70 Jahren bekannt und beschürft worden.

Im Jahre 1846 wurde in dem am rechten Ufer des Starzbaches gelegenen Barbarastollen ein Braunkohlenfund gemacht, auf welchen hin im Jahre 1847 die erste Beleihung mit einem einfachen Grubenmaße an Math. Göstl erfolgte.

Auf diesen Fund hin setzten Schurfversuche verschiedener Gewerke ein, welche zunächst die unregelmäßigen Kohlenrümmer am Ausgehenden längs des Starzbaches abbauten, ohne wegen des Wasserzufflusses in größere Tiefe zu gehen. Mehrere der verliehenen Mutungen kamen dann in Göstls Besitz.

Im Jahre 1853 ersuchte M. Göstl auf Grund größerer Schurfarbeiten, welche teils östlich an den Barbarastollen anschlossen, teils nördlich von Hagenau am Starzbache lagen, um Verleihung eines größeren Grubenfeldes und Umlagerung der alten Maße. Die Freifahrung darüber fand noch im gleichen Jahre statt, die Verleihung von (im ganzen) fünf Grubenmaßen erst im Jahre 1860 an Göstls Erben & Leop. Mauthner. Bald darauf gingen diese Maße in den Besitz des Baron Mayer v. Meinhof über. 1874 lag der Betrieb bereits still.

Über die Förderung konnte ich aus den Berichten der Berghauptmannschaften nur entnehmen, daß 1855 mit 18 Arbeitern 4600 Zentner, 1857 318 Zentner gefördert wurden und 1858 keine Förderung stattfand. Über die spätere Förderung fehlen mir Angaben.

Im Jahre 1872 wurde durch Leopold Donath in dem freien Felde zwischen den westlichen und östlichen Maßen Mayers (Göstlehen) durch einen 15 Klafter tiefen Schacht ein neuer Aufschluß erzielt, und im gleichen Jahre das Ida-Grubenfeld mit zwei Doppelmaßen und zwei einfachen Maßen verliehen.

¹⁾ Jahrgänge 1855, 1858, 1873, 1874, 1893, 1895.

Im folgenden Jahre wurde durch denselben Gewerken südöstlich des Ortes Starzing der Leopold-Schacht mit 60 Klafter Teufe und eine 65 Klafter lange Verquerung mit rund 90 Klafter streichender Ausrichtung abgegraben und dadurch der tiefste Aufschluß in diesem Gebiet erzielt. 1875 wurde daraufhin das zusammengesetzte Leopolds-Grubenfeld mit sechs Doppellaßen und drei einfachen Maßen unter den Namen „Erster Wienerwald Kohlenbergbau“ verliehen.

Beide Betriebe Donaths lagen nach dem Montanhandbuche 1880 bereits stille.

Über die geförderte Kohlenmenge konnte ich keine Angaben erhalten.

Der letzte bergmännische Versuch erfolgte 1893 durch Isidor Mauthner im Gebiete des früheren östlichen Göstllehens nördlich des Ortes Hagenau. Außer zwei Schächten von 18 und 69 *m* Teufe und einem Verbindungsquerschlag wurde in zwei Horizonten das Flöz auf 120 und 115 *m* ausgerichtet. Im Jahre 1895 erfolgte die Verleihung des Pluto-Grubenfeldes mit vier einfachen Grubenmaßen, welches sich zum großen Teile mit dem alten östlichen Göstllehen deckte. 1896 lag der Betrieb bereits stille und 1908 wurde das Grubenfeld infolge Heimsagung gelöscht.

Das Leopoldsfeld war bereits 1898, das Göstllehen 1891 und das Ida-Grubenfeld 1898 gelöscht worden.

Von sonstigen Schurfbauen, auf welche keine Verleihung erfolgte, erwähnt das Freifahrungsprotokoll von 1872 einen Schurfschacht und Stollen mit Kohlenspuren bei Kogl, den gräflich Althan'schen Schacht am linken Ufer des Koglbaches am oberen Ortsende von Kogl, einen Schacht Kriegers, dessen genaue Lage ich nicht ermitteln konnte; einen Schacht Pimperls am linken und gegenüber einen Stollen Pimperls am rechten Statzbachufer zwischen dem Idaschachte und den westlichen Göstlbauen; dann einen 20 Klafter langen Stollen am Geigelbergbache (Schönbache), dessen genauere Lage ich gleichfalls noch nicht ermitteln konnte; schließlich südöstlich von Hagenau ein damals 26 Klafter tiefes Bohrloch.

Im Freifahrungsprotokolle vom Jahre 1874 wird noch der Schacht des Wirtes Glatzmayer in Starzing Nr. 3 mit 21·5 Klafter Tiefe und 28 Klafter Stollen beschrieben.

Schließlich erwähnt Czjzek (Jahrb. G. R. A. 1852) einen damals bereits verfallenen Bergbau bei Ebersberg, westlich Neulengbachs, dessen Schacht auf Czjzeks und Sturs Aufnahmeblättern zwischen dieser Ortschaft und den obersten Häusern von Straß (SSO unter der Kuppe 301 *m*) eingezeichnet erscheint.

Zusammensetzung Alter und Lagerung der kohlenführenden Schichtgruppe.

Genauere Aufzeichnungen der beim Bergbau durchfahrenden Schichten sind nur beim Idaschacht und Leopoldschacht und seiner Verquerungsstrecke gemacht worden. Beide zeigen das Flöz in dem gleichen Schichtverbände.

Im Idaschachte, welcher in ungefähr 236 m Seehöhe angelegt war, wurden nach dem Freifahrungsprotokoll am großen nördlichen Schachtstoße von oben nach unten (vgl. Fig. 3 auf Tafel III.) unter Umrechnung des Wiener Maßes in Metern beobachtet:

lichtbrauner Lehm	2.79 m
gelber und brauner Sandstein in Trümmern (als Wiener Sandstein bezeichnet)	5.43 "
blauer Sandstein	4.74 "
brauner Sandstein	0.63 "
blauer Sandstein mit Kohlenspuren	5.48 "
blauer Sandstein	2.96 "
brauner, bituminöser Sandstein	0.95 "
Kohle	2.58 "
Gesamtteufe 25.56 m	
blauer Mergelton mit Kugeln von grünem Sandstein und Kalk	4.16 m
festes Konglomerat aufgeschlossen	0.40 m.

Dabei beträgt wegen des Einfallens von 40° im Schachte die wahre Mächtigkeit der Kohle rund 1.8 m und des liegenden Mergeltones gegen 3 m.

Im Leopoldschachte wurden nach Angabe des Freifahrungsprotokolles beobachtet:

Lehm und weißer Sandstein	2.84 m
grauer, gelber, blauer, weißer und dann grüner Sandstein	32.24 "
grau-schwarzer Mergelton	17.07 "
harter, graulich-weißer Quarzsand	4.74 "
grau-blauer, feiner Quarzsand	23.39 "
dunkelgrauer Sandstein mit Glimmer	11.38 "
grauer Sandstein mit Kohlenspuren	2.84 "
dunkelgrauer Sandstein mit Glimmer	11.70 "
roter, feinkörniger Sandstein	0.95 "
grauer und blauer Sandstein und Schiefer	6.48 "
<hr/>	
Teufe . 113.63 m	

in der Verquerungstrecke:

blauer Sandstein und Schiefer	4.11 m
brauner Schiefer	1.26 "
bituminöser Sandstein	34.45 "
brauner Schiefer	0.95 "
blauer Sandstein und Schiefer	17.07 "
brauner Schiefer	1.26 "
blauer Sandstein	4.74 "
grauer, feiner Sandstein mit Kohlenspuren	3.16 "
blauer Sandstein	0.16 "
harter, grauer Sandstein	6.48 "
Kohlenschiefer mit Versteinerungen	7.90 "
weißer Quarzsand mit Versteinerungen	18.33 "
brauner, bituminöser Sandstein	0.11 "
Kohle	0.21 "
schwarzer, glänzender Kohlschiefer	0.32 "

bituminöser Sandstein	1.26 m
dunkelgrauer Schiefer mit Kohlenspiuren und Versteinerungen .	12.01 „
grauer Schiefer mit Sandsteinmugeln	9.80 „
Konglomerat aufgeschlosscn	0.63 „

Der Fallwinkel im Schachte ist nicht genau angegeben, sondern es wird nur allgemein von einem Verfläachen zwischen 35° und 80° nach Süden gesprochen. Aus einem anderen Protokolle vom 6. Jänner 1875 entnehme ich, daß rund 37 m vom Kreuzungspunkte der Strecken östlich 35° , dagegen 6 m westlich vom Kreuzungspunkte 80° Einfallen beobachtet wurde. Dennoch durfte in der Verquerungsstrecke ein ziemlich steiles Fallen geherrscht haben etwa um 70° . Dem Liegenden der Kohlen samt Kohlschiefer entspricht dann eine Mächtigkeit von etwa 20 m.

Da diese bergmännischen Aufschlüsse nicht mehr zugänglich sind und auch keine genau bezeichneten Proben aufbewahrt wurden, läßt sich das Alter der einzelnen in den beiden Freifahrungsprotokollen angegebenen Schichten heute nicht mit voller Sicherheit angeben.

Die in der Sammlung der geologischen Bundesanstalt aufbewahrten, in dunklen, sandigen Schiefem enthaltenen Fossilien, welche aus der Verquerungsstrecke des Leopoldschachtes stammen dürften, deuten auf ein oligozänes Alter der kohlenführenden Schichtgruppe, und zwar im besonderen der 12 m starken „dunkelgrauen Schiefer mit Petrefakten und Kohlenspiuren“ im Liegenden des Flözes¹⁾. Das gleiche Alter kommt vielleicht den 7.90 m „Kohlschieferm mit Petrefakten“ im Hangenden zu. Fraglich bleibt das Alter des „weißen Quarzsandes mit Versteinerungen“ (18.33 m), welcher am ehesten als Melker Sand anzusprechen ist.

Der erwähnte Kohlschiefer in seinen Hangenden wäre dann als eine hangende Wiederholung (Schuppe) der kohlenführenden Serie zu deuten. Bei der im folgenden gegebenen näheren Beschreibung des Plutobaues und des westlichen Gostlbaues werden wir sehen, daß solche Wiederholungen des Flözzuges tatsächlich angenommen werden müssen.

Die als Liegendes der Kohlschiefer angegebenen grauen Schiefer mit Sandsteinmugeln bzw. der aus dem Ida-Schachte angegebene „blaue Mergelton vermengt mit Kugeln von grünem Sandstein und Kalk“ sind, wie in der voranstehenden Arbeit auseinandergesetzt wurde²⁾, wahrscheinlich schlierähnliche Tonschiefer mit Konkretionen von Glaukonit-sandstein und septarienähnlichen Kalkmergelkonkretionen.

Wie schon ihre Lagerung dafür spricht, sie als das älteste Schichtglied der kohlenführenden Schichtgruppe anzusehen, so würden, wenn obige Deutung richtig ist, auch petrografische Merkmale und der Fund von *Ostrea Gigantea* im Glaukonitsandstein dafür sprechen, diese Schichten als Obereozän bis Unteroligozän aufzufassen und dem Ybbser Schlier³⁾ bzw. den Niemtschitzer Schichten Mährens zu vergleichen.

1) Vgl. H. Velters Z. Altersfrage der Braunkohlen von Starzing und Hagenau. Verh. G. B. A. 1922. S. 128.

2) Dieses Jahrbuch. S. 6.

3) O. Abel. Tertiär- und Quartärbildungen am Außensaume der Alpen. Verh. G. R. A. 1905. S. 354.

Die höheren Hangendschichten des Leopoldbaues können nach der Beschreibung des Freifahrungsprotokolles, den Beobachtungen ober Tag und den in unserer Sammlung befindlichen Gesteinsproben teils als Melker Sand und Schlier, teils als Flyschgesteine gedeutet werden.

Fraglich bleiben der harte graue Sandstein (6·48 m), der blaue Sandstein (0·16 m und 4·74 m) und der dazwischen lagernde graue feine Sandstein mit Kohlenspiuren (3·16 m). Wenn letzterem die in unserer Sammlung liegende Probe eines lichten kaolinischen Sandsteines mit schwarzen glänzenden, bituminösen Tonstreifen angehört entspricht diese Lage dem Melker Sand. Dagegen entsprechen die folgenden „braunen Schiefer“ (1·26 m und 0·95 m) und der eingeschaltete „blaue Sandstein mit Schiefer“ (17·07 m) wahrscheinlich einer Flyschschuppe. Aus diesem braunen Schiefer dürfte eine Probe in unserer Sammlung stammen, welche aus stark verquetschten rotbraunen und grauen Tonschiefern besteht, wie wir sie vielfach in dem als Neokom angesprochenen Flysch fanden. Der folgende „bituminöse Sandstein“ (34·45 m) bleibt fraglich, er könnte einem dritten Aufbruch der kohlenführenden Gruppe entsprechen; solche Sandsteine begleiten auch das Flöz.

Die folgenden Schichten: „brauner Schiefer“ (1·26 m), „blauer Sandstein mit Schiefer“ (4·11 m) in der Verquerungsstrecke und (6·48 m) im Schachte, der „rote feinkörnige Sandstein“ (0·95 m), der „dunkelgraue Sandstein mit Glimmer“ (11·70 m und 11·38 m) im Schachte dürften wieder einer Flyschschuppe entsprechen, während der eingeschaltete „graue Sandstein mit Kohlenspiuren“ (2·84 m) fraglich bleibt.

Die oberen als graublauer, feiner Quarzsand (23·39 m) und harter, graulich-weißer Quarzsand (3·74 m) bezeichneten Schichten gehören ebenso wie wahrscheinlich der graue, gelbe, blaue, weiße und grünliche Sandstein (32·24 m) und der oberste weiße Sandstein (2·84 m) den Melker Sanden an, während die „grauschwarzen Mergeltone“ (17·07 m) einer eingefalteten oder zwischengelagerten Partie von Schlierfazies entsprechen dürften.

Das als tiefstes angefahrenes Schichtglied angegebene Konglomerat ist wohl als Buchbergkonglomerat zu deuten. Bemerkenswert ist nur, daß die Konglomeratprobe, welche in unserer Sammlung mit den Starzinger Fossilien aufbewahrt wurde und aus dem Leopoldschachte stammen dürfte, einer kleinkaliberigen, neben flyschähnlichen Kalksandsteinstücken vorwiegend aus Quarzgeröllen bestehenden Abart mit ziemlich festem sandreichen, etwas kalkigem Bindemittel angehört, ähnlich wie wir sie zum Beispiel in Ollersbach finden und die wir als Fazies des Melker Sandes anzusehen haben.¹⁾

Die Deutung der tieferen Schichten im Idaschachte ergibt sich bereits aus den obigen Erörterungen. Der bituminöse Sandstein über der Kohle dürfte noch zur kohlenführenden (oligozänen) Schichtgruppe zu rechnen sein, die höheren blauen und grauen Sandsteine dürften am ehesten Melker Sanden entsprechen. Die darüber angegebenen Trümmer von gelben und braunen „Wienersandstein“ sind das verwitterte Ausgehende oder Gebängeschutt einer Flyschschuppe, wohl die streichende Fortsetzung

1) Vgl. die vorangehende Arbeit. Dieses Jahrb. S. 7.

des beim Knie des Statzbaches südöstlich des östlichen Ortesendes anstehenden steil Südost fallenden Flysches (Mergel und Kalksandstein).

Wir hätten demnach in dem vollständigeren Profil des Leopoldbaues zwei durch Melker Sand getrennte Aufbrüche der kohlenführenden Schichten, mit (je nachdem das Einfallen anzunehmen ist) 12—13 *m* und 6—7 *m* Mächtigkeit, deren Hauptanteil Kohlenschiefer bilden, während aus dem Idaschachte nur ein viel weniger mächtiger Aufbruch der kohlenführenden Schichten angegeben wird, von dem aber der Hauptanteil auf das Flötz selbst entfällt.

Auch die im hangenden Melker Sand aufbrechenden Flyschschichten scheinen im Leopoldsbau mächtiger zu sein und zwei Schuppen von ungefähr 20 und 25 *m* Mächtigkeit zu bilden, wobei aber noch fraglich ist, ob der sie trennende bituminöse Sandstein nicht auch zum Flysch gehört. Diese Flyschgesteine sind wohl als die verworfene und daher scheinbar nach Norden verschobene Fortsetzung der Flyschaufbrüche von Erlaa anzusehen. Das Flyschvorkommen am Statzbache und beim Idaschachte sind die gleichsinnig verschobene weitere Fortsetzung, die genaue Mächtigkeit ist aber nach dem Schachtprofil hier nicht zu ermitteln.

Fraglich bleibt noch, ob das liegende (Buchberg) Konglomerat das wahre Liegende der oligozänen (kohlenführenden) Schichten und der tieferen (Niemtschitzer?) Mergel darstellt, oder ob vielleicht eine Überschiebungsfäche durchsetzt.

Jedenfalls aber ist die Mächtigkeit des Liegendeschiefers im Leopoldsbau größer als im Idaschachte und scheint von Ost nach West zuzunehmen, was mit der früher¹⁾ geäußerten Auffassung, daß der Flözzug in seinem östlichen Teile eine starke Anschiebung an das Buchbergkonglomerat erfuhr, übereinstimmen möchte.

Beschreibung der alten Bergbaue und ihrer Kohlenvorkommen.

Wir beginnen die Besprechung der früheren Bergbaue und der dabei aufgeschlossenen Kohlenvorkommen mit den am Statzbache östlich von Starzing gelegenen Bauen Göstls. Diese sind am Ausgehenden der Kohle angelegt und gehen nicht sehr weit in die Tiefe.

Der westlichste der Baue, der Barbarastollen, war ungefähr 158 *m* nach St. 4,7° von der östlichen Ecke der Scheuer des Hauses Nr. 1 (Joh. Pimperl) in Starzing entfernt angelegt und hat Kohle in einer Mächtigkeit von durchschnittlich 0,95—1,26 *m* (3—4'), stellenweise sogar bis über 2 *m* (7') angetroffen. Leider konnte ich das Freifahrungsprotokoll der ersten Verleihung nicht auffinden und fehlen mir daher nähere Angaben über diesen Bau, welcher bei der Freifahrung 1853 bereits verbrochen war.

Zunächst bachabwärts etwa 40 *m* vom Barbarastollen entfernt, lag der untere von Göstl 1853 abgeteufte Schacht mit 12 Klafter

¹⁾ Siehe die frühere Arbeit. Dieses Jahrbuch S. 20.

(22·76 *m*) Teufe, welcher in 6·64 *m* Tiefe mit einem 11 *m* (5·775°) langen Zubaustollen in Verbindung stand, der nach St. 22,2° getrieben war.¹⁾ Er zeigte in 5 *m* Tiefe ein 95 *cm* bis 1·26 *m* (3—4')²⁾ mächtiges nach St. 3,10° streichendes und 40° SO fallendes Flöz.

Etwa 25 *m* weiter war vom Bachrande aus ein zweiter Stollen nach St. 10,2° getrieben, welcher in der 13. Klafter (24·65 *m*) die Fortsetzung des Kohlenflözes mit 1—1·25 *m* Mächtigkeit antraf.

In dem 1 Klafter weiter angelegten 11·32 *m* tiefen Abteufen ist an der Sohle wiederum Kohle 1·26 *m* (4') mächtig mit Streichen nach St. 3,7° und 45—50° SO Fallen angefahren worden.

Wie der Aufriß Fig. 2 auf Tafel III zeigt, liegt diese tiefere Partie nicht genau im Verfläichen des im Stollen angefahrenen Flözes. Es scheint hier ein kleiner Verwurf oder nach dem allgemeinen geologischen Bauplan des Gebietes zu schließen, eine schuppenförmige Wiederholung des Flözes vorzuliegen.

Durch eine 16 Klafter 4 Fuß (31·61 *m*) im allgemeinen NO getriebene Strecke steht dieses Abteufen mit einem 21 *m* tiefen Saigerschachte in Verbindung, an dessen Sohle das tiefere Flöz eine Mächtigkeit von 1 Klafter (1·9 *m*) erreicht, und bei gleicher Neigung im Streichen etwas mehr nach N nach St. 2,2° sich dreht. Mit wellenförmig oft wechselndem Streichen wurde das Flöz in dem Stollen weiter verfolgt und an dem etwa 102 *m* entfernten Feldorte mit 7 Fuß (2·2 *m*) Mächtigkeit bestuft.

Nach dem Freifahrungsprotokolle bestand zwischen den früher genannten und dem zweiten Einbaustollen keine Verbindungsstrecke, eine solche deutet eine im Revierbergamte zu St. Pölten erliegende Karte vom Jahre 1872 an. Ferner zeichnet die anscheinend zum Freifahrungsprotokolle 1853 gehörige, gleichfalls in St. Pölten befindliche Karte bei dem im Zugbuche angegebenen östlichen Feldorte einen nach SO getriebenen tonnlägigen Schacht und eine Fortsetzung des Stollens nach NO mit einem Mundloche am Statzbachufer ein.³⁾

Der in unmittelbarer Nähe dieses angeblichen Mundloches gelegene Stollen Pimperls, 18 Klafter (34 *m*) lang nach St. 10 getrieben und an seinem Ende mit einem Abteufen von angeblich 4° (7·9 *m*) Tiefe in Verbindung hat nach dem Freifahrungsprotokolle keine Kohle angetroffen.

¹⁾ Die Angaben des Zugbuches v. J. 1853 sind hier unter Annahme einer sz. Deklination von 13° 17' (Mitt. d. Zentralanst. f. Meteorologie 8. Aug. 1894, Z. 421 im Zugbuche v. 1894) auf die wahre Weltrichtung umgerechnet.

²⁾ Die Mächtigkeiten sind in der Voraussetzung, daß sie in Wiener Fuß angegeben wurden (1' = 316 *mm*) umgerechnet worden; die Längen und Tiefenangaben des Zugbuches sind in Dezimalen Wiener Fuß (1° = 1000''') angegeben und dementsprechend umgerechnet worden.

³⁾ Czjžek (1852) beschreibt eine Gabelung des Flözes unter einem Winkel von 30° bei dem „Förderschachte“. Es ist heute nicht festzustellen, welcher Schacht damit gemeint ist. Im Freifahrungsprotokolle 1853 ist kein Anhaltspunkt für eine Flözgabelung vorhanden. Eine Bleistiftbemerkung in dem Sonderabdruck der geol. B. A. sagt „Krieg'scher Schacht.“

Es macht den Eindruck, daß das Flöz, dessen Streichen vom oberen Göstlschachte an aus der NO- zur NNO- (2^b) -Richtung umbiegt, hier gegen den Bach zu ausstreicht, so daß Pimperls Stollen ins Hangende geführt wurde. Dieses Ausbiegen nach Norden fällt mit der mittleren der früher (Seite 28) erwähnten vermutlichen Querstörungen im nördlichen Konglomeratzuge zusammen.

Der am linken Bachufer in diesem Seitengraben liegende alte Schacht Pimperls war bei der Freifahrung 1853 voll Wasser und angeblich ohne Kohlenfund.¹⁾

Der nächste Einbau in östlicher Richtung war der 1871—1872 von Donath niedergebrachte Idaschacht, welcher rund 295 m von dem Abteufen im unteren Göstlstollen entfernt, in ungefähr 235—236 m Seehöhe lag. Dieser Saigerschacht hatte bei 30 m (15° 5' 7" ²⁾) Teufe und 9 × 3 W. Schuh lichte Weite; zur Wasserhebung war eine Dampfmaschine vorhanden.

In 26·83 m (14·15) Tiefe war tonnläufig anfangs unter 40°, dann unter 32° nach St. 9,3°, 22 1/2' (Protokoll 1872: St. 10, bei Dekl. 11° 37 1/2') ein bei der Freifahrung 14·22 m (7 1/8°) langes Gesenke getrieben, und von diesem in der 4. Klafter eine streichende Strecke nach St. 3,3° (4 h im Prot.) und in der 7. Klafter eine weitere Strecke nach St. 15,3° (16 h im Prot.) getrieben, welche bei der Freifahrung 5·7 m (3°) und 1·26 m (4') Länge erreicht hatten.

Die Kohle wurde im Schachte zwischen 23 und 26·8 m in wechselnder Mächtigkeit mit SO Verflächen von 40 bis 45° angefahren. So betrug in der Mitte des nördlichen Schachtstoßes die gemessene Stärke 2·58 m, schwächte sich gegen den westlichen Schachtstoß auf 2·37 m, gegen den östlichen auf 0·42 m und gegen die Enden des südlichen Stoßes auf 2 m bzw. 0·38 m und keilte im südlichen Schachtstoß stellenweise ganz aus.

Bei oben genannten Verflächen von 45° entspricht das wahren Mächtigkeiten von 1·6 bis 0·27 m.

Im Gesenke stand die Kohle mit einer ziemlich gleichbleibenden Mächtigkeit von durchschnittlich 1·6—2 m (5—7') an. Das beim Schachte steilere Einfallen von 40° machte gegen den Ort einem flacheren Fallen von 30° Platz, und zeigt wellenförmige Verbiegungen.

In der östlichen Strecke blieb die Flözmächtigkeit bis auf unbedeutende Schwankungen bei 1·9 m (6'), in der kurzen westlichen Strecke erlitt die anfängliche Mächtigkeit von 5' (1·6 m) eine Verdrückung auf 18" (47 cm), welche aber nur 5 cm im Streichen anhielt, worauf sich das

1) In einem alten Notizbuche H. Wolfs v. 1871 finde ich eine Angabe: „Pimperlschacht 17° tief, in der 15° ausgelenkt, im Conglomerat abwechselnd mit Mergelschiefer in der 20° (?) Stinkkohle 2—3 Kohle dann alter Verhau“. Es kann nicht gesagt werden, ob sich diese Aufzeichnung auf diesen Schacht bezieht, doch möchte das wechselnde Vorkommen von Konglomerat mit Mergelschiefer mit der Lage nahe einer Störungszone stimmen.

2) Da im Freifahrungsprotokoll ausdrücklich Wiener Maß angegeben wurden, als dodekadisches Fußmaß umgerechnet, womit auch die Teufenangabe des Zugbuches übereinstimmt.

Flöz neuerlich auftrat und vor Ort 6' (1·9 m) stark angetroffen wurde. Wahrscheinlich entspricht diese kurze Verdrückung einer Querstörung.

Über die weitere Fortsetzung dieses Baues und die Förderung fehlen mir Angaben.

In der östlichen Fortsetzung lagen ein Schacht Göstls und der ausgedehntere Plutobau.

Der Göstlsche Schacht war an der Nordbiegung des Statzbaches in etwa 235 m Seehöhe gelegen und war 5·18 m tief.

Dabei traf er an der Sohle 0·95 m (3') mächtige feste Kohle an, welche Streichen nach St. 2, 2° und 40° SO-Fallen zeigte.

Der Zusammenhang zwischen dem Flöz im Idaschachte und in diesem Schachte ist nicht ohne weiteres zu erkennen, sondern wird erst durch Vergleich mit dem Plutobau klar.

Der Plutobau bestand zunächst aus zwei Saigerschächten, dem Plutoschacht, welcher an der Biegung des Statzbaches aus der N- zur NO- und O-Richtung in etwa 235 m Seehöhe lag, und dem ungefähr 8 m darüber auf der Plateauhöhe gelegenen, für Schalenförderung eingerichteten Förderschachte.

Beide waren durch einen von der Sohle des 18 m tiefen Plutoschachtes nach St. 9 getriebenen Liegendquerschlag verbunden. Der Förderschacht hatte eine Tiefe von 69 m, davon 37 m über und 32 m unter der Sohle des Querschlages.¹⁾

Im Plutoschacht wurde das Ausbeißen der Kohle in 6 m Tiefe angetroffen, das Flöz selbst im Querschlage bei 15 m Entfernung vom Plutoschachte. Hier wurde es nach Osten und Westen ausgerichtet, wobei die Mächtigkeit sehr schwankend von wenigen cm bis 1·6 m gefunden wurde, stellenweise war die Kohle auch ganz verdrückt. Die westliche Strecke war nach dem Verleihungsansuchen 70 nach St. 16 vorgetrieben, dann weitere 60 m nach St. 13 und 14 und ist mit dem vom Idaschachte schon früher in nordwestlicher Richtung getriebenen Querschlage durchschlägig gemacht worden.²⁾

Die östliche Strecke ist auf 60 m nach St. 4 getrieben, wendet sich dann ebenfalls mehr nach S (nach St. 6) angeblich nochmals 60 m lang (nach dem Verleihungsansuchen; im Freifahrungsprotokolle wird die östliche Ausrichtung nur 75 m im ganzen angegeben).

Von dieser 29 m unter dem Tagkranze des Förderschachtes gelegenen oberen Förderstrecke waren nach der auf der Lagerungskarte beigegebenen Grubenkarte i. M. 1:500 eine Anzahl von Aufbrüchen und Gesenken im Verflächen der Kohle getrieben.

1) Aus dieser Angabe im Verleihungsansuchen, sowie der Angabe, daß der obere Förderhorizont, welcher den Querschlag in 15 m Entfernung kreuzt, 29 m unter dem Tagkranze des Förderschachtes gelegen sei, ist zuzuschließen, daß der Querschlag gegen den Förderschacht sich bedeutend senkte, obwohl das im Freifahrungsprotokolle nicht zum Ausdruck kommt und auch sonst nirgends ausdrücklich erwähnt wird.

2) Die Lagerungskarte der Freifahrung 1895 stimmt in der Eintragung des Idaschachtes nicht mit der vom Jahre 1872 überein. Der Schacht ist hier ONO des Aufschlagpunktes statt richtig NW gezeichnet. Auf der beigegebenen Karte der Grubenbaue ist der Schacht der Karte 1895 mit Fragezeichen versehen worden.

Ein Absenken war etwa 20m vom Kreuzgestänge des Querschlagel entfernt gegen SO (St. 9) getrieben und in 6m nach W einige Meter ausgelängt worden. Im ersten Meter dieser Auslenkung war der Aufschlagspunkt gewählt worden und hier wurde die Kohle 1.6m mächtig beleuchtet.

Über die anderen Aufbrüche und Gesenke fehlen schriftliche Angaben. Nach der erwähnten Grubenkarte war ein Aufbruch gegenüber dem erwähnten Gesenke getrieben und stand durch eine nach h 4 streichende Strecke mit einem Luftschnachte in Verbindung, welcher neben der Kreuzungsstelle der Querstrecke und streichenden Strecke eingezeichnet erscheint.

Weitere Aufbrüche sind in 65m Entfernung westlich der Kreuzung mit einer kurzen Strecke nach O, in 75m und 86m eingezeichnet. Ein kurzes Gesenke ist ferner in der westlichen Strecke in 60m Entfernung, ein längeres in 80m und ein tiefes Gesenke bei 95m Entfernung eingetragen.

In der östlichen Strecke gibt die Karte in etwa 36m Entfernung einen Aufbruch mit beiderseitigen Auslenkungen an.

Der Förderschacht durchfuhr bereits in 7m Tiefe Kohle mit 1.35m Mächtigkeit.

Von der Sohle des Schachtes wurde durch einen Umbruchquerschlag in 11m Entfernung SW des Schachtes die Kohle wieder erreicht, etwa 25m nach O. und 90m nach W. weiter im Streichen ausgerichtet und mittelst eines 20m langen Aufbruches im Verfläachen nach St. 21 verfolgt.

Auch hier wurde die Kohle mit wechselnder Mächtigkeit von einigen Zentimetern bis über einen Meter (1.35m), oft ganz verdrückt gefunden.

Diese 69m unter dem Tagkranze des Förderschachtes gelegene tiefere Strecke war als Haupt- und Grundförderstrecke in Aussicht genommen.

Außerdem war nach dem Freifahrungsprotokoll 16m darüber zwischen beiden Strecken eine streichende Wetterstrecke eingeschaltet, welche die Kohle in gleicher, wechselnder Mächtigkeit antraf.

Das Verfläachen wird zwischen 45 und 55° nach SO angegeben. Als Hangendes wird auch in diesem Baue Sandstein, als Liegendes Konglomerat angegeben, von den sonst zwischen diesem und dem Flöze auftretenden Schiefem wird nichts erwähnt, vielleicht fehlen sie gänzlich, was wieder im Sinne des Gesagten (Seite 20 und 45) mit einer örtlichen stärkeren Anpressung der flözführenden Schichtgruppe an die Buchbergkonglomerate sich erklären ließe.

Das Streichen der Kohle weicht, wie bereits erwähnt, an den äußeren Teilen des Baues aus der normalen NO-SW-Richtung gegen S. ab, was im Freifahrungsprotokoll als Ansatz zu einer müldenförmigen Lagerung gedeutet wurde. Es scheint mir aber, daß sich das Umbiegen mit den früher erwähnten Querstörungen in Zusammenhang bringen läßt, besonders das Umbiegen am Ostende, welches mit der Störungslinie des von P. 269 m herabziehenden Grabens örtlich zusammenfällt.

Ferner lassen die Fundangaben in diesen Schächten auf eine schuppenartige Verdoppelung des Flözes schließen, wie sie weniger deutlich schon in den westlichen Göstlbauen angedeutet ist. (Vgl. S. 46). Wie der Aufriß Fig. 4, Tafel III zeigt, lassen sich der Flözausbiß im Plutoschacht und die Kohle in dem oberen und unteren Horizonte ungezwungen als ein ziemlich steil einfallendes Flöz verbinden, während die in 7m Tiefe im Förderschachte angefahrne Kohle ein besonderes Vorkommen bildet. Der Umstand, daß die Mächtigkeit die gleiche ist wie in der tieferen Umbruchstrecke beim Anfahren der Kohle, macht es mir wahrscheinlich, daß eine Zerreißung des Flözes und schuppenförmige Wiederholung hier vorliegt. Da leider keine Angaben über die begleitenden Gesteine vorhanden sind, ist eine Nachprüfung dieser Ansicht unmöglich. Auch der Umstand, daß die tiefere Flözschuppe anscheinend im Förderschachte nicht angetroffen wurde, ließe nähere Erklärung erwünschen. Vielleicht, daß hier eine jener örtlichen Verdrückungen des Flözes eingetreten ist, wie sie in den Streichungsstrecken des öfteren beobachtet wurden.

Auch die westlich des Förderschachtes im Göstlschachte angefahrne Kohle bei 5m Tiefe läßt sich nicht mit dem Flöze in dem oberen Plutohorizonte als dessen Ausgehendes unmittelbar verbinden, da diese streichende Strecke des Plutohaues genau unter dem Göstlschachte durchstreicht, ihr Ausgehendes wäre somit bei dem normalen Verflächen weiter nordwestlich zu suchen. Wahrscheinlich ist diese Kohle die westliche Fortsetzung der im Förderschachte angefahrenen oberen Kohle. Dabei fände allerdings ein nicht unbedeutendes Ansteigen des Flözteilens von W. gegen O., von Seehöhe 230 m auf Seehöhe 235 m statt.

Dagegen setzt sich das Flöz des oberen Plutohorizontes in das des Idaschachtes fort. (Vgl. Fig. 3 auf Tafel III.)

Als letzter Bau folgt gegen O. zu beiden Seiten des Statzbaches noch ein Schacht- und Stollenbau Göstls aus dem Jahre 1853.

Der am rechten Ufer etwa 60m nordwestlich vom Plutoschachte bei einer Seehöhe von ungefähr 232m gelegene Schacht zeigte einen Ausbiß am Tagkranze und traf bei 13m Tiefe ($6^{\circ}85'$) Kohle mit 0.90—1.26m ($3-4'$) Mächtigkeit¹⁾ an, welche Streichen nach St. $3,7^{\circ}$ und 55° SO-Fallen zeigte. Sie wurde über 50m nach SW (allgemein nach St. 16) verfolgt und am westlichen Feldorte etwas mehr östlich streichend (St. $4,2^{\circ}$) auf 30cm ($1'$) verdrückt gefunden.

Der zweite im Zugbuch als Pumpenschacht, bezeichnete Schacht lag etwa 31m nordöstlich von dem früheren bei einer Seehöhe von ungefähr 230m und war durch den Stollen mit ihm verbunden. Er war 9.82m tief und traf das Flöz mit gleicher Mächtigkeit von $4'$, aber etwas mehr nördlich streichend (St. $2,7^{\circ}$) und 40° SO fallend an. Das Flöz wurde noch rund 30m weiter streichend nach NO verfolgt,

¹⁾ Bezüglich Umrechnung der Mächtigkeit gilt auch hier das in der Anmerkung Seite 46 Gesagte.

wobei es bei steilerem Verfläachen von 70° ein wellenförmig sich änderndes Streichen zeigte. Der östliche Feldort stand in Hangendgestein.

Das Streichen des Flözes zeigt somit in diesem Bau einen bogenförmigen Verlauf von ONO über NO nach NNO; es stimmt am westlichen Ende mit dem umbogenen Streichen des östlichen oberen Plutohorizonte überein, welches Umbiegen mit der Querstörung des von 269 m herabkommenden Tegelgrabens in Zusammenhang zu bringen ist. Auch die Verdrückung des Flözes am westlichen Feldorte kann mit der Annäherung an die Störungslinie zusammenhängen.

Ein Vergleich der Seehöhe, unter welcher das Flöz hier in beiden Strecken auftritt, (220 m im Göstlschen Stollen und 213—214 m bei der Umbiegungsstelle im Plutostollen) zeigt, daß zwischen beiden ein Vorwurf liegen muß, da das Flöz bei normalem Verfläachen seine Fortsetzung bedeutend höher finden müßte (vgl. Fig. 5 auf Tafel III).

Der beim Schurfschachte angegebene Ausbiß ist vielleicht die Fortsetzung der oberen Flözschuppe des Plutobaues. Der Abstand vom Hauptflöz stimmt mit dem beim Göstlschachte westlich des Plutoschachtes, während der größere Abstand im Plutoförderschachte auf eine örtliche Aufbiegung schließen ließe (vgl. Seite 50).

Weiter nach Osten ist die Kohle nicht mehr durch einen Einbau nachgewiesen. Der Althansche Schurfschacht südlich des Hauses Nr. 7 in Kogl, mit 21 m (11°) Tiefe hatte nach dem Freifahrungsprotokolle vom Jahre 1853 keinen Kohlenfund und liegt wohl bereits zuweit nordwärts der vermutlichen Fortsetzung des Flözes.

Dagegen lag südwestlich der bisher beschriebenen Einbaue ein tieferer von L. Donath im Jahre 1873—74 angelegter Bau, der Leopoldschacht mit seinen Stollen.

Der Schacht, dessen Halden noch heute zu sehen sind, war etwa 10 m südlich der Straße Starzing—Hagenau und 100 m westlich der Grenze dieser Gemeinden in rund 256 m Seehöhe angelegt. Er erreichte eine saigere Teufe von 113.63 m ($59^\circ 5' 6''$ Wiener Maß) und bewegte sich ganz in den hangenden Schichten.

Die in 110 m Tiefe nach St. 22, $8\frac{1}{2}^\circ$ ($23h 5^\circ 8'$ im Freifahrungsprotokoll 1874, bei Dekl. $11^\circ 28' 34''$) getriebene 124 m lange Verquerungsstrecke traf in 100 m ($52^\circ 4'$) die Kohle mit 21 cm ($8''$) Mächtigkeit an.

Von hier wurden streichende Strecken 85 m (45°) in östlicher und 83.5 m (44°) westlicher Richtung getrieben, in welchen wie in den anderen Bauen die Kohle eine sehr wechselnde Mächtigkeit von einigen Zentimetern bis 1.5 m aufwies, und im 24. Klafter der westlichen Strecke durch einen NO streichenden Verwurf abgeschnitten erschien.

Die Mächtigkeitsschwankungen sind auf Tafel III, Fig. 1a als Diagramm dargestellt auf Grund der im Freifahrungsprotokolle vom Jahre 1874 enthaltenen Mächtigkeitsszahlen von 3 zu 3 Klafter.¹⁾

¹⁾ Da im Freifahrungsprotokoll ausdrücklich Wiener Maß angegeben wird, wurde bei der Umrechnung der Fußmaße der Duodezimalfuß zugrunde gelegt.

In einem eine Klafter vor dem Abschneiden am südlichen Ulm der westlichen Strecke auf eine Klafter Tiefe getriebenen Gesenke stieg die Mächtigkeit der Kohle bis 1·26 m (4') an und hörte an der Abschneidungsfläche plötzlich auf.¹⁾

Außerdem wurde in dieser Strecke 26·3 m vom Kreuzungspunkt entfernt ein Aufbruch getrieben, wobei die am linken Ulm beim Einbruch 26 cm mächtige Kohle nach 4 Fuß auskeilte, in der zweiten Klafter wieder 42 cm erreichte und in dieser Mächtigkeit 2·85 m lang anhielt.

Ein anderer Aufbruch nur 6·5 m vom Kreuzungspunkt entfernt mit 8·5 m Länge (4·5°) zeigte bei 80° Einfallen nach S am Anfang 80 cm und vor Ort 48 cm Flözmächtigkeit.²⁾

In der östlichen Strecke war ein Aufbruch 37 m (19·6°) vom Kreuzungspunkt entfernt im Ansteigen des Flözes unter 35° auf 15·35 m (8·1°) getrieben, in welchem sich die Kohle von 21 cm auf 80 cm verstärkte und vor Ort wieder auf 10 cm schwächte.²⁾

Diese Beispiele zeigen, wie rasch abbauwürdige und unbauwürdige Partien miteinander wechseln. Manche dieser Verdrückungen mögen mit Störungen im Gebirgsbau zusammenhängen, doch kann das Flöz schon mit ungleicher Mächtigkeit gebildet worden sein.

Daß das Abschneiden des Flözes gegen W mit einer Störung zusammenhängt, wird im Freifahrungsprotokoll und noch mehr im Protokolle vom 25. April betont. Der abschneidende, graue, feinkörnige, schieferartige Sandstein entspricht nach D. Stur dem im Hangenden auftretenden in der Verquerungsstrecke 9° (17·07 m) aufgeschlossenen blauen Sandstein mit Schiefeln, was auf ein Absinken des westlichen Flügels schließen ließe. Auf der Lagerungskarte zeigt die streichende Strecke vor dem Verwurf ein fast rechtwinkeliges Umbiegen nach NNW, welches den Eindruck erweckt, daß das Flöz an der Störung zugleich ein Stück nach N verbogen und geschleppt sei.

Die Verlängerung dieser Störung nach NO zieht in den breiten Graben am Ostende von Starzing. Vielleicht ist sie eine parallele Verwerfung zu dem angenommenen Verwurf, welcher die zwei Flyschaufbrüche südwestlich von Starzing abschneidet.

Der Glatzmayer-Schacht, über welchen das Freifahrungsprotokoll von 1874 berichtet, befand sich im Hofe des Hauses Nr. 3 in Starzing. Er war 40·77 m (21·5°) tief und bei 34·33 m (18·1°) war Kohle 16 cm (6") stark gefunden worden. Dem Streichen dieser Kohle nach war eine Strecke über 53 m (28°) lang getrieben worden, welche die Kohle in veränderlicher Stärke bis zu 1·6 m (5') antraf.

Das Einfallen ist nicht angegeben. Bei einer Seehöhe von 255 bis 256 m (nach der Karte 1 : 25.000) ließe sich, wie der Aufriß Fig. 1 auf Tafel III zeigt, dieses Vorkommen mit dem Kohlenflöze des Leopoldbaues bei flachen Einfallen in unmittelbarem Zusammenhang bringen. Das Einfallen im Leopoldbau wird allgemein mit 35—80° gegen S angegeben. Flaches Fallen zeigt der Aufbruch in der östlichen Strecke;

1) Nachtragsprotokoll vom 25. April 1875.

2) Nachtragsprotokoll vom 8. Jänner 1875.

am östlichen Feldorte beträgt es 55° , im Aufbruche westlich nahe der Verquerungsstrecke sogar 80° , was ein viel weiter südlich gelegenes Ausbeissen des Flözes erwarten läßt, als der Lage des Glatzmayer-Schachtes entspricht.

Da die Fortsetzung des erwähnten NO-Verwurfes in der westlichen Strecke des Leopoldbaues östlich des Glatzmayer-Schachtes zu suchen ist, ist es möglich, daß westlich des Verwurfes das Flöz (entsprechend auch der Angabe der Protokolle, daß der westliche Flügel der gesunkene sei) nach Norden verschoben erscheint. Auch die, wie früher erwähnt, durch die nördliche Umbiegung der Strecke angedeutete Schleppung des Flözes würde damit übereinstimmen.

Wenn es nun richtig ist, daß, wie gleichfalls bereits angedeutet wurde, eine SW-NO-Störung die kleinen Flyschschuppen gegen Osten hier abschneidet, und an dieser Störung der östliche Flügel gegen Nordwest vorgerückt erscheint, so würde das besprochene, nordwärts verschobene, bzw. gesunkene Trum den Raum zwischen diesen beiden Störungen einnehmen.¹⁾ Die Fortsetzung des Flözzuges noch weiter westwärts wäre wieder mehr südlich zu suchen.

Die Fortsetzung des Flözzuges und sein Verhalten in der Tiefe.

Über die vermutliche Fortsetzung des Flözes gegen Westen fehlen auf der ganzen Strecke bis über Neulengbach hinaus bergmännische Aufschlüsse. Erst bei Ebersberg etwa $1\frac{1}{4}$ km westlich Neulengbachs bestand vor mehr als 70 Jahren ein 1852 bereits verfallener Bergbau, bei welchem nach Czjzek die Kohle südöstlich einfallend mit 75—80 cm Mächtigkeit ($2\frac{1}{2}'$) unmittelbar über dem Buchbergkonglomerat angetroffen wurde.

Eine Fortsetzung dieses Vorkommens stellen wahrscheinlich die Kohlenspuren dar, welche 1858 in der Brunnenbohrung beim Bahnhofe Neulengbach gefunden wurden.

Czjzek erwähnt noch Kohlenspuren auf der Gemeindewiese NO von Neulengbach, welche Stur auf seiner Aufnahmiskarte im Graben unter dem Grillenhof einzeichnet.

Jedenfalls zeigt aber das Vorkommen bei Ebersberg, daß das ganze Gebiet zwischen Starzing, Neulengbach und über Ebersberg hinaus, als Hoffnungsgebiet anzusehen ist.

Über die Fortsetzung nach Osten fehlen genauere Angaben. Das Freifahrungsprotokoll von 1872 erwähnt einen Schurfschacht bei Kogl

¹⁾ Damit möchte eine Beobachtung O. Abels übereinstimmen, welche im Dorfe Starzing an der Hauptstraße Kalksandsteine des Flyschs angibt. Dieses Vorkommen könnte die im abgesunkenen Trum scheinbar nach Norden verschobene Fortsetzung des Flyschsandsteines vom Bachknie östlich des Dorfes darstellen. Die weitere Fortsetzung wäre dann nach einer neuen Verwerfung viel weiter südlich an der Kreuzung der Erlaaer Straße mit dem vom Westende von Starzing kommenden Feldwege zu suchen. Ich konnte leider den Flysch im Orte Starzing nicht mehr beobachten.

mit 1,3—2 cm ($\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ "¹⁾ starken Kohlenschnüren, und Czjzek (1852) das Vorkommen von bituminösen Schiefen südlich von Rappoltenkirchen.

Soweit neuere geologische Begehungen bei Kogl gemacht wurden, zeigt sich die Umgebung dieses Ortes sehr stark gestört. Ein Zusammenhang zwischen den beschriebenen Kohlenvorkommen und den fraglichen Spuren bei Rappoltenkirchen läßt sich noch nicht herstellen.

Jedenfalls empfiehlt sich dieses Gebiet vorläufig noch nicht für die Vornahme von Schurarbeiten.

Über das Verhalten der Kohle in größerer Teufe sind gelegentlich der früheren Schurarbeiten bereits verschiedene Ansichten geäußert worden.

Die Frage, ob die Fortsetzung der Flöze in der Tiefe im Norden oder im Süden zu suchen sei, ist eine Frage des tektonischen Aufbaues der Gegend.

Die älteren Geologen (Czjzek, Hauer, Wolf) nehmen für sämtliche Schichten eine überkippte Lagerung an, so daß also das Buchbergkonglomerat nur scheinbar das Liegende der flözführenden Schichtgruppe wäre, und die Kohle in der Tiefe unter dem Konglomerat aus dem steilen SO-Fallen in NW-Fallen umbiegen würde. Dann wäre die Fortsetzung der Flöze am Nordrande des Buchberges zu suchen. In neuester Zeit hat Petrascheck diese Ansicht wieder aufgegriffen.¹⁾

Die Bergleute dagegen sahen im Konglomerat das wirkliche (auch stratigraphische) Liegende der Flözserie und nahmen an, daß in der Tiefe bald ein flacheres Einfallen der Flöze Platz greife, und daß im S nahe dem Flyschrande ein Gegenflügel dieser Kohlenmulde zu suchen sei.

Stur bespricht in seinem Gutachten vom Jahre 1871 beide Anschauungen als möglich, ohne sich für die eine unbedingt zu erklären. Später (1872) neigte er mehr der zweiten Ansicht zu und empfahl eine Tiefbohrung südöstlich von Hagenau. Sie war bei 26 Klafter noch im Hangenden; die weiteren Ergebnisse sind nicht bekannt geworden.

Die neuen Begehungen zeigten, daß diese Randzone den gleichen Bau besitzt, wie die Flyschzone, d. h., daß von den Querstörungen abgesehen, nach N überkippte Falten oder Schuppen vorherrschen. Auch das Flöz selbst scheint, wie bei der Einzelbeschreibung der Bergbaue hervorgehoben wurde, stellenweise in mehrere Schuppen zerrissen zu sein.

Nach diesem tektonischen Bau kann das steile Verflachen in große Tiefen anhalten. Tatsächlich haben die tiefsten bisherigen Schächte noch kein wesentlich flacheres Einfallen des Flözes gezeigt.

Ein NW-Fallen der Schichten am Geigelberger Bache (Schönbach), von welchem das Freifahrungsprotokoll 1874 spricht, konnte ich, abgesehen von lokalem NW-Einfallen, im Flysch des unteren Schönbachgrabens, in den Melker Sauden und den schlierartigen Tonen, nirgends mit Sicherheit erkennen; diese Angabe kann sich nur auf eine ganz örtliche Erscheinung beziehen. Die Kohlenspuren in dem vom Geigelberger Bach

¹⁾ Jahrbuch der Geol. Staatsanst. 1920, S. 257.

nach N getriebenen Stollen (Freifahrungsprotokoll 1872) können in dem Sinne gedeutet werden, daß sie einer (vielleicht zerrissenen) neuen Schuppe oder einem zerrissenen hängenden Gegenflügel entsprechen.

Der Bergbau kann aber nicht damit rechnen, in der Tiefe bald flachere und ungestörtere Lagerung anzutreffen.

Auch wenn die Kohle tatsächlich in einer Mulde zwischen dem Flyschrand und Buchbergkonglomerat liegt, ist es keine flache Mulde, wie sich die Montanisten der siebziger Jahre dachten, sondern muß eine durch Schuppenbildung mehrfach zerrissene zusammengeklappte Mulde sein, deren Hangendschenkel stark zerrissen und verquetscht sein dürfte.

Bei den neuen Begehungen wurden auf der Nordseite des Buchberges außer undeutlichen Spuren von Melker Sand unter der Höhe 406 m auch ein größeres deutliches Vorkommen von Melker Sanden der verschiedenen Abarten oberhalb der St. Lorenz-Kapelle festgestellt. Ferner konnte oberhalb der Häuser von Haag ein deutlicher Ausbiß von Kohlentegel beobachtet werden. Dies scheint auf den ersten Blick für die ältere neuerdings von Petrascheck vertretene Ansicht zu sprechen, daß die Kohlen unter dem Buchbergkonglomerat durchziehen.

Wie aber auch schon Petrascheck betonte, herrscht sehr komplizierter Schuppenbau; Spuren von Flyschgestein deuten darauf, daß auch hier ältere Aufbrüche vorhanden sind.

Andererseits scheint der Koblentegel von Haag den Starzinger Kohlen nicht ganz genau im Alter zu entsprechen. Die Starzinger Kohlschichten sind nach dem früher Gesagten älter als die Hauptmasse der Melker Sande. Bei Haag aber gehen die Melker Sande in die höheren Schlier-tone über, die zum Teil bunt gestreiften, tonig feinsandigen Schichten der Sandgrube hinter den Häusern sind solche Übergangsschichten. Der Kohlenausbiß lagert aber bei flachem NW-Fallen unter diesen Schichten und über typischen Melker Sanden, welche hier einen sattelartigen Aufbruch bilden und weiter bergwärts gegen SW fallen. Demnach scheint der Kohlenausbiß von Haag etwas jünger zu sein als die Starzinger Kohle.

Das Verhältnis der Starzinger kohlenführenden Schichten zum Buchbergkonglomerat ist, wie früher erwähnt wurde, heute nicht mit Sicherheit zu ermitteln.

Wie in einer früheren Arbeit dargelegt wurde, sprechen manche Gründe dafür, daß die Starzinger Kohlen aus Treibholzmassen gebildete paralische Flöze seien. Wir können uns nun vorstellen, daß diese Kohlen im älteren Teile des über einer Schwelle von kristallinem Gestein abgelagerten Melker Sandes, gleichzeitig mit den ältesten Teilen des Buchbergkonglomerates, in einer Meeresbucht abgelagert wurden, der Kohlentegel von Haag aber bereits vor dem jüngeren Konglomeratdelta am Übergang der sandigen in die schlammigen Flachsee gebildet wurde.

Aus den Vorkommen von Melker Sand und Kohlenspuren am Nordfuß des Buchberges kann daher noch nicht auf das Durchstreichen der Kohle unter dem Buchbergkonglomerat geschlossen werden.

Schätzung des Kohlenvorrates.

Bei allen Bergbauen dieses Gebietes zeigt die Kohle so große Schwankungen in ihrer Mächtigkeit, daß es schwer fällt, eine Durchschnittsziffer anzugeben. Daher begegnet auch der Versuch, die vorhandenen Kohlenvorräte zu berechnen, großen Schwierigkeiten.

Durchschnittsmächtigkeit.

Nach den im Vorangegangenen mitgeteilten Messungen in den einzelnen Bergbauen ergibt eine Berechnung der durchschnittlichen Mächtigkeit: Im Leopoldsbau für die westliche streichende Strecke 50 *cm*, für die östliche Strecke 30 *cm*, somit für die ganze Strecke 40 *cm*.

In den westlichen Göstlbauen (nach allerdings viel spärlicheren Angaben) im oberen Stollen 1 *m*, im unteren Stollen 1·45—1·50 *m*.

Im Idaschachte samt Gesenke und kurzen Strecken (wobei allerdings bei der Freifahrung nur etwa 7 Klafter Länge aufgeschlossen waren, werden weniger Schwankungen angegeben und beträgt die Durchschnittsmächtigkeit von 5 bis 6' = 1·75 *m*.

Im Plutobau: oberer Horizont (Schwankungen zwischen 0 und 1·6 *m* ohne nähere Einzelangabe) Durchschnitt = 80 *cm*, unterer Horizont (Schwankung zwischen 0 und 1·35 *cm*) = 70 *cm*. (Die obere Schuppe, von der aber nur zwei Angaben vorliegen, scheint über 1 *m* Mächtigkeit zu haben.)

In dem östlichen Göstlbau ist die Durchschnittsmächtigkeit mit ungefähr 1 *m* anzunehmen.

Nach diesen Zahlen ist die Mächtigkeit in den oberen Horizonten wenig verschieden und nimmt gegen die Tiefe zu etwas ab. Sie zeigt sich nämlich:

Göstlbaue oberster westlicher Stollen, Plutoschacht obere Schuppe (bei Seehöhe von ungefähr 240 <i>m</i>)	1·00 <i>m</i>
Göstlbaue tieferer westlicher Stollen (Seehöhe 230 <i>m</i>)	1·50 „
„ östlicher Teil (Seehöhe 220 <i>m</i>)	1·00 „
Plutobau I. Horizont, Idaschacht (Seehöhe 213—215 <i>m</i>)	0·90 „
„ II. „ (Seehöhe 173—175 <i>m</i>)	0·70 „
Strecke des Leopoldbaues (Seehöhe 150 <i>m</i>)	0·40 „

Unter Voraussetzung ähnlicher Verhältnisse bei den verschiedenen Grubenfeldern ergibt das für die ganze Teufe den Durchschnittswert von 0·85 *m*.

Dagegen ist allerdings einzuwenden, daß nur für den Leopoldbau genaue Mächtigkeitsangaben vorliegen, und daher die für die anderen Baue berechneten Werte auf genauerer Grundlage beruhen. Infolge des hier herrschenden Schuppenbaues ist es aber möglich, daß in der Tiefe, d. i. den Abreißstellen der Schuppen Zerrungen und Verschwächungen der flözführenden Schichtgruppe entstanden sind, was mit dem aus obigen Zahlen gewonnenen Bilde übereinstimmt.

Längenausdehnung.

Durch die besprochenen Einbaue ist das Kohlenvorkommen auf eine Erstreckung von rund 900 *m* nachgewiesen.

Die Länge der streichend ausgerichteten Strecken beträgt im Leopoldbau¹⁾ 125 *m*, im westlichen Göstlbau²⁾ 130 *m*, im Idabau 10 *m*, im Plutobau 250 *m*, im östlichen Göstlbau 110 *m*, zusammen 625 *m*.

Nach dem in der früheren Arbeit³⁾ über den geologischen Bau Gesagten liegen zwischen dem Leopoldbau, westlichen Göstlbauen, Ida- und Plutobau und östlichem Göstlbau Störungszonen. Die östliche dieser Störungszonen scheint nach dem Stollenverlauf ziemlich schmal zu sein. Von den westlichen ist die Breite nicht näher bekannt.

Zur Sicherheit soll daher für die Mengenberechnung nur eine Gesamtlänge von 700 *m* vorgenommen werden.

Teufenausdehnung.

Die Göstlbaue sind durchwegs nicht tief. Der tiefste Schacht im westlichen Teile hat 21 *m* Saigerteufe, was bei einem Einfallen von 45° einer tonnlägigen Teufe von fast 30 *m* entspricht.

Die größte Saigerteufe im östlichen Baue beträgt 13 *m*, entsprechend bei 55° Fallen einer tonnlägigen Teufe von 16 *m*.

Der Idaschacht hat bis zur Kohle 25·6 *m* saigere Teufe bei 45° Einfallen = tonnlägige Teufe 36 *m* und dazu im Gesenke 14·5 *m*, zusammen tonnlägiger Teufe von 50 *m*.

Der Plutobau mit 69 *m* saigere Teufe und 50° Einfallen entspricht tonnlägiger Teufe von 90 *m*.

Der Leopoldschacht mit 114 *m* Saigerteufe bei Einfallen zwischen 35° und 80° entspricht einer tonnlägigen Teufe von 116—200 *m* und für durchschnittlich 50° Verflächen 150 *m*

Mengenberechnung.

Nach diesen Werten sind durch die früheren Baue bereits folgende Kohlenmengen nachgewiesen:

Leopoldbau: $125 \times 150 \times 0.4 = 7500 \text{ m}^3$.

Westlicher Göstlbau: $130 \times 30 \times 1.25 = 4850 \text{ m}^3$.

Idaschacht: $50 \times 10 \times 1.7 = 850 \text{ m}^3$.

Plutobau: $250 \times 90 \times 0.8 = 18.000 \text{ m}^3$.

Östlicher Göstlbau: $110 \times 16 \times 1 = 1760 \text{ m}^3$.

Dabei ist aber nur der Plutobau einigermaßen nach Länge und Tiefe genügend aufgeschlossen; bei den Göstlbauen fehlen die tieferen Horizonte in obigen Berechnungen ganz. Beim Leopoldbau ist das berechnete Ergebnis ebenfalls zu klein, wenn entsprechend dem früher Gesagten die Mächtigkeit der höheren Horizonte größer ist.

1) Abgerundet mit Berücksichtigung der Umbiegung der westlichen Strecke vor dem Verwurf.

2) Bis zum unteren Schürfschachte aber ohne Barbarastollen.

3) Dieses Jahrbuch, S. 28—30.

Für das ganze Gebiet Starzing-Hagenau läßt sich die Kohlenmenge, welche man als sicher vorhanden annehmen kann, wie folgt schätzen: Länge (ohne Störungzonen) 700 m, Durchschnittsmächtigkeit 0·85 m, tonnlägige Teufe (nach dem tiefsten Schacht) 150 m.

$700 \times 150 \times 0\cdot85 = 89\cdot250 \text{ m}^3$, davon abgerechnet als unbauwürdig ein Drittel 29·750 „

bleibt $\underline{59\cdot500 \text{ m}^3}$.

Das spezifische Gewicht wurde von Ragsky seinerzeit (1852) mit 1·42 bestimmt. Im Durchschnitt nur mit 1·2 angenommen, entspricht obige Menge rund 70.000 Tonnen.

Das hier in Betracht gezogene Gebiet ist nur etwa ein Zehntel des Hoffnungsgebietes Kogl-Ebersberg.

Angenommen, daß in diesem Hoffnungsgebiete nur die Hälfte ähnliche Kohlenführung besitzt, ergibt das allein eine fünffache Kohlenmenge von über 350.000 Tonnen.

Dabei ist nur der verhältnismäßig leicht abzubauen Teil des Flözes bis 150 m tonnlägige Teufe oder rund 100 m Saigerteufe in die Schätzung einbezogen worden. Das Flöz selbst setzt aber sicher noch in weitaus größere Tiefen fort und es dürfte ein Abbau noch in größerer Tiefe unter entsprechend wirtschaftlichen Verhältnissen möglich sein. Auch die mögliche Vergrößerung des Kohlenvorrates durch das Vorhandensein mehrerer Flözschuppen wurde nicht berücksichtigt.

Über bereits abgebaute Kohlenmengen liegen leider keine Angaben vor. Da aber keines der verliehenen Grubenfelder lange in Abbau stand, dürften sie nicht groß sein. Am weitesten dürfte der Abbau im Plutosfelde vorgeschritten sein, wo 2 Förderstrecken und eine Wetterstrecke nebst einigen Gesenken und Aufbrüchen bestand. Doch auch hier dürfte die abgebaute Menge nur etwa ein Zehntel der oben für diesen Bau allein als bereits aufgeschlossen berechneten Menge ausmachen.

Beschaffenheit der Kohle.

Die Kohle von Starzing und Hagenau wird in allen Freifahrungsprotokollen, Gutachten und vorliegenden Arbeiten als eine recht gute Braunkohle von schwarzer Farbe, mit starkem Glanz und muscheligem Bruch beschrieben.

Von chemischen Analysen und Untersuchungen nach der Berthier-Methode sind folgende Zahlen bekannt.

Berthier-Untersuchungen.

	Wasser %	Asche %	Wärme- einheiten	Fundstelle
Ragsky(Jahrb.G.R.A.1852)	11·8	14·4	3495	
Jahrb. G. R. A. 1881	11·9	8·0	4795	Neulengbach ohne nähere Angabe
„ „ „ „ 1895	13·5	11·4	4478	Hagenau, Plutoschacht
Stur, Geol. Gutachten. 1872	9·4	11·3	3955	Darschnitt aus drei Analysen von Starzing und Kogl.

Elementaranalysen.

John (Jahrb. G. R. A. 1897):

H ₂ O%	Asche%	C%	H%	O+N%	S%	WE berechnet	Fundstelle
12.30	17.70	50.23	3.58	9.90	6.29 (gesamt)	4863	Starzing
						(2.27 davon in der Asche)	4558 nach Berthier)

John (G. R. A. 1893, Härtl, Gutachten 1894):

H ₂ O%	Asche%	C%	H%	O+N%	S%	WE berechnet	Fundstelle
15.07	14.30	49.36	3.36	16.30	1.61 (gesamt)	4271	Starzing
						(4094 nach Berthier)	

Technologisches Gewerbemuseum. 1893, lufttrocken:

H ₂ O%	Asche%	C%	H%	O+N%	S%	WE berechnet	Fundstelle
13.07	10.72	50.15	3.76	17.12	4.78 verbrennl.	4631	Hagenau
						0.18 in Sulfaten	

Technologisches Gewerbemuseum. 1893, bei 100° C getrocknet:

H ₂ O%	Asche%	C%	H%	O+N%	S%	WE berechnet	Fundstelle
—	12.33	57.70	4.56	19.70	5.50 verbrennl.	5420	Hagenau
						0.21 in Sulfaten	

Die Kohle gehört somit zu den besten Braunkohlen Niederösterreichs, wie folgender Vergleich zeigt:

Starzing-Hagenau (Durchschnitt)	4400 Kal.
Wölbling (Mineralkohlen Österreichs 1903)	4000 "
Thallern (C. Hauer, Foss. Kohlen Österreichs 1865)	4600 "
Hart (Mineralkohlen Österreichs 1903)	4560 "
Grillenbergl (Mineralkohlen Österreichs 1903)	3000 "
Zillingsdorf (Petraschek, Verh. G. R. A. 1912)	2900 "

Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse.

1. Das für Kohlenschürfungen hoffnungsvolle Gebiet hat eine Längenausdehnung von rund 9 km, deren Endpunkte durch die Orte Kogl und Ebersberg gegeben sind. Davon ist zwischen Starzing und Kogl die Kohle durch mehrere alte Bergbaue auf 900 m Länge und 114 m saigere Tiefe bereits nachgewiesen worden.

2. Die Flözmächtigkeit ist nicht sehr groß, schwankt zwischen 0.4 m und 1.5 m im Durchschnitte in den verschiedenen Bauen und deren Horizonten.

3. Das Flöz ist durchwegs steil gestellt, zeigt im Durchschnitt ein Verfläachen von 40°—50° und ist außerdem von zahlreichen Störungen betroffen, absätzig und oft verdrückt.

4. Demgegenüber steht aber eine gute Qualität der Kohle mit durchschnittlich 4400 WE, entsprechend einer guten Braunkohle.

5. In dem bereits bergbaumäßig aufgeschlossenen Teile sind die dem Ausgehenden benachbarten Flözteile bis auf das westliche Gebiet (Leopoldsfeld) bereits größtenteils abgebaut.

Da das Plutofeld bereits stärker von alten Bauen durchzogen wird, kämen somit für einen Abbau die tieferen Horizonte des westlichen

Göstlbaues, des Idaschachtes und der östlichen Göstlbaue in Betracht. Hier wird mit Tiefen von 40 bis 50 *m* aufwärts zu rechnen sein. Da im Idaschachte das Flöz größere Mächtigkeit besaß und auch anscheinend weniger gestört ist, dürfte sich ein Versuch in der Nähe dieses Schachtes zunächst empfehlen.

Der Nachweis des Flözes könnte durch eine Bohrung wie durch einen Schurfschacht geschehen: für die Wahl des einen oder des anderen werden zuerst die Kosten eine Rolle spielen.

Wegen des stark wechselnden und oft sehr steilen Einfallens der Flöze, der nicht seltenen Störungen (Verwürfe und Querverschiebungen) sowie Verdrückungen besteht die Gefahr, daß eine Bohrung ein falsches Bild der Mächtigkeit gibt. Ferner kann eine Bohrung bei örtlich steileren Stellen des Flözes leicht neben diesem vorbeigehen und somit große Tiefe erreichen ohne das Flöz zu treffen und ohne auch nur ein wertbares negatives Ergebnis zu liefern.

Daher glaube ich hier vom rein geologischen Standpunkte aus einen Schacht, welcher ein fortlaufendes Beobachten des Schichtfallens und aller Störungen gestattet, mehr empfehlen zu müssen.

6. Eine weniger kostspielige Arbeit wäre ferner die Verfolgung der seinerzeit im Förderschachte des Plutofalles bei 7 *m* Tiefe angefahrenen Flözpartie, welche vielleicht eine größere Ausdehnung besitzt und einen bescheidenen Abbau ermöglicht.

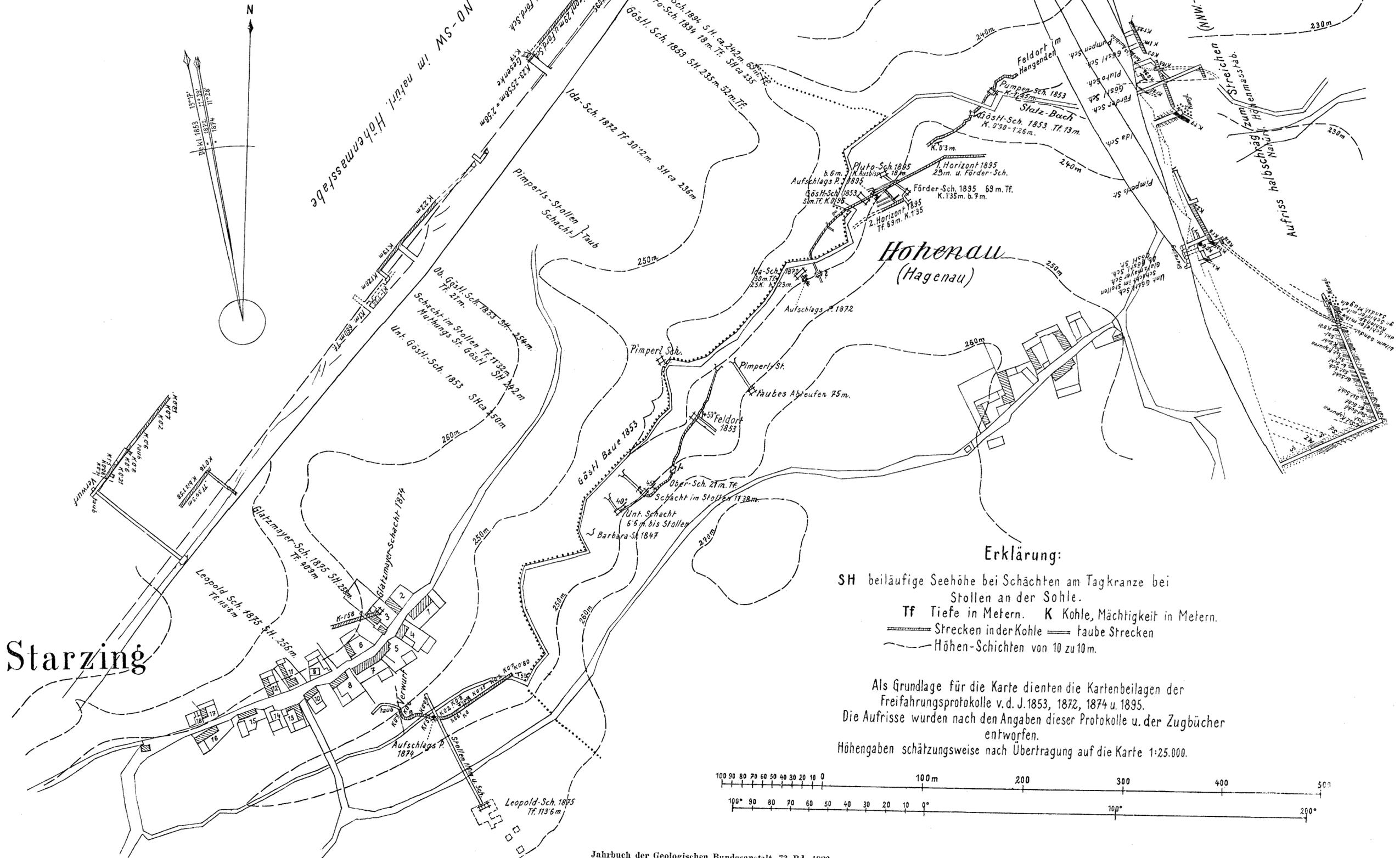
7. Von Wichtigkeit scheint mir die Untersuchung des noch unverritzten Hoffungsgebietes.

Hier müßte zunächst ein durch künstliche Aufschlüsse wie Röschen, Schurfschächte und Handbohrungen unterstützte, soweit als nur möglich ins einzelne gehende Aufnahme einsetzen, um Flözausbisse und tunlichst alle Störungen festzustellen. Von den tieferen Gräben aus könnte hier auch vielfach mit Stollenbau begonnen werden und dadurch im Schurfstadium und den ersten Zeiten eines allfälligen Abbaues eine kostspielige Wasserhaltung erspart werden.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	39
Die früheren Bergbaue, Schürfarbeiten und Verleihungen	40
Zusammensetzung, Alter und Lagerung der kohlenführenden Schichtgruppe	41
Beschreibung der alten Bergbaue und ihrer Kohlenvorkommen	45
Der Barbarastollen	45
Die westlichen Göstlbaue	46
Die Baue Pimperls	46
Der Idaschacht	47
Der mittlere Göstlschacht	48
Der Plutobau	48
Die östlichen Göstlbaue	50
Der Althansche Schurfschacht	51
Der Leopoldbau	51
Der Glatzmayer-Schacht	52
Die Fortsetzung des Flözzuges und sein Verhalten in der Tiefe	53
Schätzung des Kohlenvorrates	56
Beschaffenheit der Kohle	58
Zusammenfassung und Bemerkungen bezüglich Schürfarbeiten	59
 Beilagen:	
Karte und Aufrisse der Grubenbaue bei Starzing und Hagenau im Maßstabe 1 : 2880. Tafel II.	
Aufrisse durch die einzelnen Grubenbaue im Maßstabe 1 : 1000. Tafel III.	

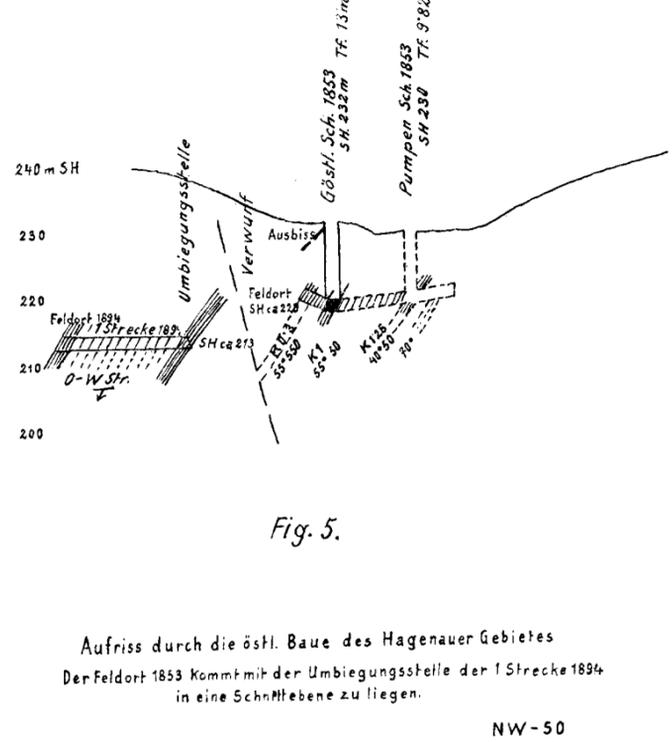
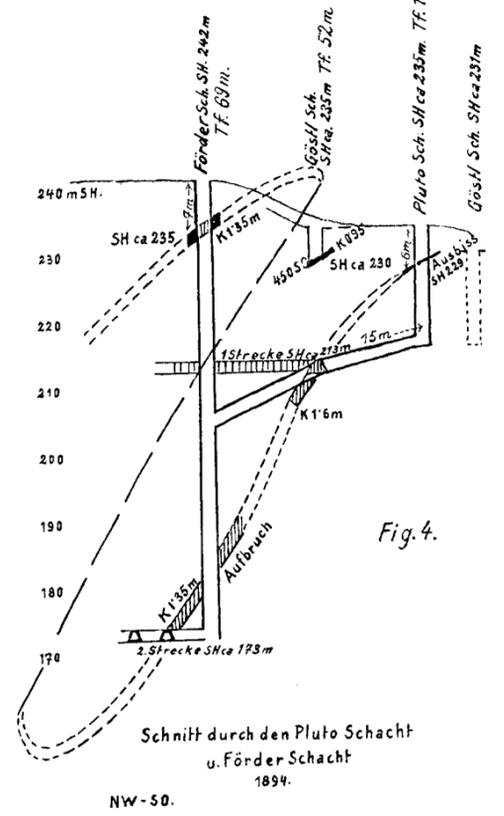
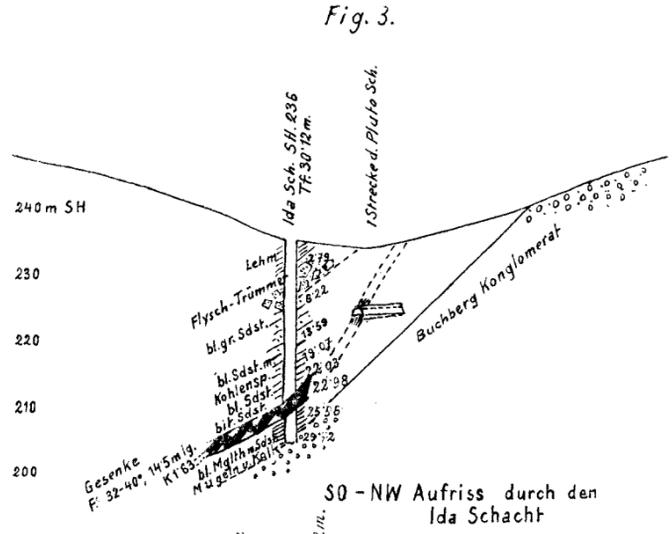
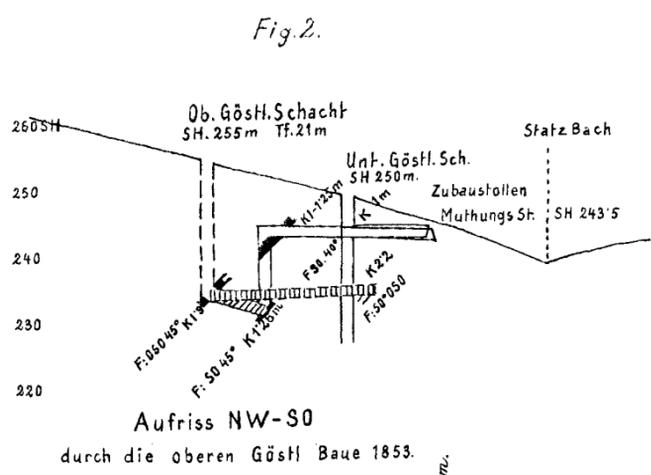
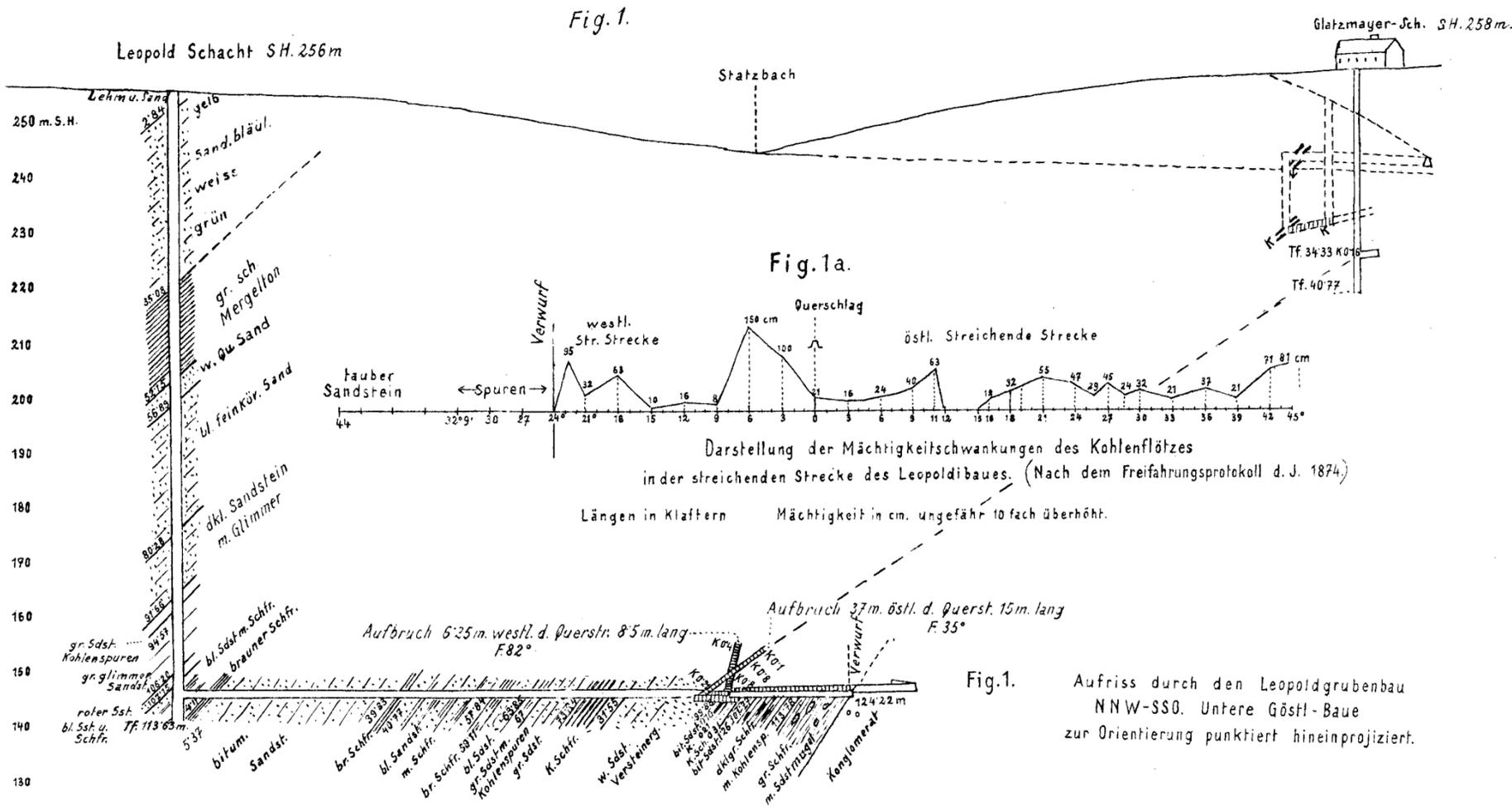
Karte u. Aufrisse der früheren Grubenbaue bei Starzing u. Hagenau
Masstab 1:2880.
Zusammengestellt von Dr. Herm. Vettors (1920.)



Erklärung:

- SH beiläufige Seehöhe bei Schächten am Tagkranze bei Stollen an der Sohle.
- Tf Tiefe in Metern. K Kohle, Mächtigkeit in Metern.
- Strecken in der Kohle — taube Strecken
- Höhen-Schichten von 10 zu 10m.

Als Grundlage für die Karte dienten die Kartenbeilagen der Freifahrungsprotokolle v. d. J. 1853, 1872, 1874 u. 1895. Die Aufrisse wurden nach den Angaben dieser Protokolle u. der Zugbücher entworfen. Höhengaben schätzungsweise nach Übertragung auf die Karte 1:25.000.



Aufrisse durch die einzelnen Grubenbaue bei Starzing u. Hagenau i.M. 1:1000.
 Nach den Zugbüchern Lagerungskarte u.s.w. entworfen von Dr. H. Vettters.
 Die schwachen Linien deuten rückwärts, die gestrichelten vorder Bildfläche liegende Baue an.

Petrographisch-geologische Studien im Gebiete der Gleinalpe (Steiermark)

Von **Franz Angel** in Graz

(Mit 13 Textfiguren und 2 Tafeln. (Tafel IV und V))

Einleitung.

Nach zweijähriger Arbeit im Aufnahmegebiete und im Laboratorium liegen nunmehr zahlreiche Beobachtungen und chemische Daten vor, welche im Interesse des Fortschreitens in die Nachbargebiete eine geschlossene, übersichtliche Darstellung wünschenswert erscheinen lassen. Herr Hofrat Prof. Dr. R. Scharizer wandte dem Thema sein Interesse zu und so war es möglich, in seinem Institut eine Reihe von Fragen vom chemischen Standpunkt aus zu bearbeiten. Es untersuchten: Herr Assistent F. Machatschki die Chloritoidschiefer, Herr N. Birnbaum die Sedimentabkömmlinge der Gleinalmschieferhülle (mit Ausschluß der Marmore und Quarzite), Herr S. Schneider die Amphibolite und Fräulein G. Martiny die Serpentine mit ihren Begleitgesteinen. Die Genannten unternahmen nebenher auch noch eine Reihe orientierender chemischer Vorarbeiten zur Ermittlung der chemischen Konstitution einzelner gesteinsbildender Mineralien, wie z. B. Herr Machatschki an Meroxen, Herr Birnbaum an einem zweifelhaften glimmerigen Mineral und in betreff des Magnesia-gehaltes der Marmore, außerhalb des Rahmens ihrer größeren Arbeiten. Die Untersuchung der zentralen Massengesteine und deren Gangfolge-schaft sowie der Marmore in chemischer Hinsicht muß der Zukunft vorbehalten werden. Was ansonst zum Vergleich und zur Ergänzung herangezogen werden konnte, ist aus dem Literaturverzeichnis zu ersehen. Zahlreiche wesentliche Ratschläge, Anregungen und Belehrungen erhielt der Verfasser brieflich von Herrn Hofrat Dr. F. Becke in Wien.

Literatur.

1. D. Stur. Geologie d. Steiermark. Graz 1871.
2. M. Vacek. Über die kristalline Umrandung des Grazer Beckens. Verhandlungen der geolog. Reichsanst. Wien 1890.
3. F. Heritsch. Muskowitgranit aus dem Humpelgraben bei Übelbach. Verhandlungen der geolog. Reichsanst. Wien 1908. S. 295—297.
4. F. Angel und F. Heritsch. Beiträge zur Petrographie u. Geologie der Stubalpe. Jahrbuch der geolog. Reichsanst. Wien 1918.
5. A. Sigmund. Neue Mineralfunde in Steiermark. VII. Mitteilungen des Naturw. Vereins f. Steiermark. B. 53. 1916.
6. A. Sigmund. Neue Mineralfunde in Steiermark. VIII. Mitteilungen des Naturw. Vereins f. Steiermark. B. 54. 1917.

7. A. Sigmund. Die krystallinen Schiefer etc. im Pöllergraben. Mitteilungen des Naturw. Vereins f. Steiermark. B. 55. 1918.
9. E. Spengler. Ein neues Vorkommen von Serpentin auf der Gleinalpe. Mitteilungen des Naturw. Vereins f. Steiermark. B. 50/2. 1914.
10. F. Heritsch. Geologie der Steiermark. Mitteilungen des Naturw. Vereins f. Steiermark. B. 57. 1921.
11. W. Schmid. Grauwackenzone und Tauernfenster. Jahrbuch der Geol. Staatsanstalt. 1921. B. 71. H. 3 u. 4.
12. B. Sander. Teilbewegung und Gefüge. Tschermaks Min.-Petr. Mitteil. XXX. Bd. 1911, H. 3. u. 4.
13. F. Angel u. F. Heritsch. Ergebnisse von geologischen und petrographischen Studien im mittelsteirischen Kristallin. Verhandlungen der Geol. Staatsanstalt. 1921. Nr. 3.
14. F. Angel. Mineralmorphologische Bemerkungen zum mittelsteirischen Kristallin. Tschermaks Min.-Petr. Mitteil. B. 35. H. 3, 4. 1921.
15. Angel-Schneider. Die Amphibolite der Gleinalpe. Tschermaks Min.-Petr. Mitteil. B. 36. 1922.
16. Angel-Birnbaum. Zur Kenntnis der Gleinalm-Paraschiefer. Tschermaks Min.-Petr. Mitteil. B. 36. 1922.
17. Angel-Birnbaum. Glimmeramphibolit aus dem Kainachtal. Tschermaks Min.-Petr. Mitteil. B. 36. 1922.
18. Eskola. The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidskr. S. 143—194.
19. V. M. Goldschmidt. Die Injektionsmetamorphose im Stavanger Gebiet. Kristiania 1921. Dybwald.

I. Abschnitt. Petrographie.

Ziele und Übersicht. Dieses Kapitel soll eine gedrängte Übersicht über die Gesteinsformen im Kleide einer Systematik auf physiographischer, chemischer und geologischer Erfahrungsgrundlage darbieten. Schon nach wenigen Begehungen erkennt man vier große Baueinheiten:

1. Die sauren Kerngesteine, mit Gangfolge und injizierten Schiefen.
2. Metamorphe basische Intrusiva.
3. Marmore.
4. Hülschiefer: Metamorphe Sedimentabkömmlinge.

1. Kerngesteine.

A. Mikroklinggranit. Hellgrau bis weißlich, mittelkörnig, massig bis schwach schiefrig. Alle Hauptgemengteile frei erkennbar.

Mikroclin, häufig *M.*—Mikroperthit, Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz, mit randlichem Myrmeckit. Unsere Mikroklone sind meist „flau“ (Becke), die im Perthit ausgetretenen Albitmengen bilden ein unregelmäßiges, lappiges Fachwerk! — Plagioklas: Oligoklasalbit mit 13—15% An. Zonenfolge schwach invers (Unterschiede von Kern und Hülle 2—5%) oder fehlend. Albit-Periklin-Zwillinge. (Beobachtungen nach Beckes Methoden) — Meroxen: || *c* satt strohgelb, ⊥ *c* braunschwarz, tiefbraun, grünbraun, selten mit rötlicher Tönung, dann aber || *c* hellgelb. — Muskowit, manchmal mit Meroxen || verwachsen, dem letzteren ebenbürtig. Quarz, Apatit, in einem Vorkommen, etwas Epidot. Mengenverhältnisse: Mikroclin, Plagioklas und Quarz halten sich die Wage, die etwa gleich mächtigen Glimmer treten ihnen gegenüber zurück. — Struktur: Z. T. Erstarrungsstruktur mit normaler Ausscheidungsfolge. Manchmal Kataklyse, hier auch die Mikroclin erfassend, vereinzelt auch eine ausheilende Kristalloblastese nach der Kataklyse.

Vorkommen: Fensteralpen, Humpelgraben, N von den „Granitbrüchen“. — Schlaffer im Gleintal. Lammgraben, NO vom Hoyer, liegend Augengneis. — Hoyer Humpelgraben, Kleintal bei Jantscher, ebenfalls liegend vom Augengneis. — Oberes Kleintal.

B. Augengneis. Große weiße Karlsbader Zwillinge von Mikroclin in schiefrigem Grundgewebe aus Quarz, Meroxen, Feldspat. Die Augenfeldspäte gedeihen bis zur Größe $1.8 \times 0.8 \times 0.6$ cm. M (= 010) liegt wie *c* streng im Hauptbruch, in welchem *c* pendelt. P (= 001) schließt mit Längs- und Querbruch spitze Winkel ein. Quarz bildet im Grundgewebe rauchbraune, flache, mehrere Zentimeter lange Linsen, Meroxen tritt in kurzen Lagen, der Grundgewebefeldspat in Kornfasern auf. Formen: 1. Mit reichlichen Augen, vollkommen schiefrigem Grundgewebe. 2. Augen spärlich, Grundgewebe sandig kataklastisch. 3. Augen spärlich bis reichlich, Grundgewebe granitisch-körnig bis schwach schieferig. Zwischendurch alle Übergänge.

Sämtliche Augenfeldspäte sind flauer Mikroclin, beziehungsweise Mikroclinmikroperthit in Form von Karlshader Zwillingen. Becke¹⁾ betont besonders den Unterschied der Waldviertler Mikrocline und Perthite von unseren. Anscheinend haben wir einen Unterschied von regionaler Bedeutung vor uns. Myrmeckit umsäumt in bekannter Art alle „Augen“, die sich mineralogisch so wie die entsprechenden Mikrocline der Mikroclingranite verhalten. — Plagioklas: saurer Oligoklas, sowohl im Grundgewebe, als im Myrmeckit und im Perthit! — Quarz, verzahnte Körneraggregate. — Meroxen und gelegentlicher Muskowit, wie im Mikroclingranit. — Chlorit mit Rutilnadeln spärlicher Übergemengteil, manchmal verwachsen mit Meroxen. — Apatit in gewöhnlicher Form, aber auch in Gestalt haarfeiner Nadeln neben gesetzmäßig angeordneten Muskowiteinschlüssen in den „Augen“.

Struktur: Die Augen sind Porphyroblasten, stets mit einer schon frei sichtbaren Rinde von Myrmeckit umwachsen. Der Index (Becke²⁾) für denselben beträgt 3.6—5 (saurer Oligoklas), außerdem findet man oft Tropfenquarz im Augenrand. Kataklastische Augengneisformen besitzen trübe Feldspäte (keinen Mikroclin), normalen Biotit, keinen Muskowit, beziehungsweise auch wenig Feldspat neben zerrissenem Biotit und Chlorit. Wenn aber reiche Augenentwicklung eintritt, dann verschwindet die Kataklastik und als Erzeugnisse einer Kristalloblastese sehen wir rottönige Meroxene, Quarz-Zahngewebe, Muskowit, Myrmeckit, Mikroclinmikroperthit, lauter klare Feldspäte.

Vorkommen siehe Karte.

Besonderheiten bei den Augengneisen. Wie Goldschmidt³⁾ ausführt, ist selbst an der Hand von Analysen die Entscheidung, ob die Augengneise Para- oder Orthogneise sind, außerordentlich schwierig. Es dürften beide Fälle vorkommen, wobei jedoch festgestellt werden muß, daß die Abkömmlinge sedimentärer Gesteine zu Augengneisen nur dadurch werden können, daß sie aus Lösungen etwas Orthomaterial

¹⁾ Briefwechsel.

²⁾ Becke: Myrmeckit. Tschermaks Min.-Petr. Mitteil. 1908.

³⁾ V. Goldschmidt: Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. Kristiania 1921.

aufnehmen. Je mehr davon, desto schwieriger wird die Unterscheidung. In unserem Gebiete sind es hauptsächlich die Augengneislinsen, die vereinzelt in der Hellglimmerschieferzone auftreten, die den Schluß zulassen, sie seien Injektionsgneise im Sinne Goldschmidts. Die Augengneise des Hauptzuges besitzen aber durchwegs den Charakter von granodioritischen Massengesteinen, nur ihr Reichtum an dunklem Glimmer ist etwas auffällig. Für ihre Abkunft bestehen zwei Möglichkeiten: 1. Sie sind Randfazies des Gleinalm-Granodiorites. 2. Sie sind Granodioritabkömmlinge älteren Datums. Es gibt Anzeichen dafür, daß Reste solcher Gesteine im Gleinalmkern vorkommen. Sie besitzen dortselbst den Charakter von Merxengneislagen im Granodiorit und erreichen nirgends auch nur einigermaßen bedeutende Ausdehnung. Ihren Gneischarakter erreichten sie in unserer Phase α der Gleinalmkristallisation.¹⁾ Darauf bezieht sich auch unsere Einstellung der Augengneise in der zitierten Mitteilung.

Demnach haben die verschiedenen Augengneise des Gleinalmgebietes eines gemeinsam: Immer spielt in ihnen injizierte Substanz eine Rolle, welche sie in verschiedenem Grade den Mikroklingraniten des Gleinalm nahe bringt. Deshalb wurden sie im Anschluß an diese Gesteine abgehandelt.

C. Granodiorit. Massig bis schiefrig. Fein bis mittelkörnig. — Hellgrau, weiß (aplitische Formen), gelbbraun. Quarz farblos oder goldgelb, Feldspat weiß, Meroxen schwarz. — Plagioklas (22 Beobachtungen an 9 Schläfen: *a*) Invers, Kern 80 *Ab*, Hülle 75. *b*) Normal, Kern 75 *Ab*, Hülle 80. *c*) Nichtzonal 22—25% *An*). Oligoklas. — Meroxen, normaler Biotit, Basis braungrün. — Quarz (Gelbquarz) mit zahlreichen limonitischen Fahnen. — Über- und Nebengemengteile: Flaner Mikroklin mit Myrmeckit. — Muskowit oder (!) Hornblende, beide selten, nie nebeneinander. — Chlorit mit Sagenit. Vereinzelt Almandin. — Häufiger walzige Körner hellgrünen Epidots. — Von der Staringjagdhütte: tiefbraune Orthitkerne mit Epidotrand. — Apatit.

Struktur: Im ganzen Erstarrungsstruktur, mit kataklastischen und kristalloblastischen Zügen einzelner Vorkommen. — Fundorte: Staringgrabeneingang. — Sängerriegel. — Fensteralpen Humpelgraben („Übelbacher Granit“). — Innerer Kampel. — Lammgraben. — Kreuzsattelgraben. — Hinter-Lainsach. — Polsteralpe N-Hang. — Staringjagdhütte NO. — Pulsterriegel—Wolfsgrube bei 1250—1300 *m*. — Kleintal, 1.5 *km* talaufwärts Jantscher.

D. Quarzglimmerdiorite und Quarzdiorite. Fein bis mittelkörnig, massig bis schiefrig, grau bis dunkelblau. Hornblende und Meroxen fast schwarz, Quarz und Feldspat bloß mit Lupe trennbar.

Plagioklas: Normal, mit schwachen Rekurrenzen, Kern 75 *Ab*, äußerste Hülle 94! Sonst wie bei C. Oligoklas. — Hornblende schilfig, *a* hellgelb, *b* tiefbraungrün, *c* tiefblaugrün. Vergleiche Diorit von Kainzenwald (Odenwald) *c:c* = 19° (Schnitte möglichst nach 010). — Meroxen wie bei C. Quarz tritt oft sehr zurück. Übergemengteile: Epidot—Klinozoisit, Almandin, Apatit, Orthitkerne wie bei C.

¹⁾ Lit. 13, Seite 8.

Ebenso Struktur. — Fundorte: Zehneranger, Kreuzsattel—Lammalpe, Eibelkogel—Lammalpe, Kleintal—Polsteralpe, Speik—Staring. — Mittlerer Humpelgraben (Fensteralpe).

Aplitische Formen:

1. Vom Wege Kreuzsattel—Lammalpe nach dem Übergang über den zweiten Wasserriß.

Lage im hellen Gneisgranodiorit. Mit freiem Auge erkennt man eine äußerst feinkörnige, gelbliche Quarz-Feldspatmasse, Korngröße $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2} mm^2$, in welcher schwarze Hornblendenadeln von 1 bis 2 mm Länge und hellbraune Glimmertäfelchen von etwa 1 mm² Fläche in eigenartiger Weise verteilt sind. Der Glimmer erscheint neben der Hornblende sehr spärlich. Über große Partien des Gesteins sind die genannten dunklen Gemengteile gleichmäßig ausgestreut, dazwischen aber liegen unregelmäßige Flecken, welche keine dunklen Gemengteile enthalten, in deren Mitte sich jedoch stets ein hellrotes Granatkorn von etwa 4 mm Durchmesser befindet, das mit Hornblendenadeln durchspickt ist.

Unter dem Mikroskop beobachtet man: Plagioklas vielfach normal zonar, Kern 31 %, die breite Schale 20 % *An*, demnach Oligoklas. — Hornblende *a* hellgelb, *b* sehr tief braungrün, *c* sehr tief blaugrün, $c : c = 19^\circ$. Querschnitte und Längsschnitte weisen Kristallumrisse auf, auffallend ist der Mangel an Einschlüssen. In zwei Fällen konnte beobachtet werden, daß ein Quarzkorn, welches in die Hornblende eindringt, von ihr kristallographisch orientierte Grenzen erhält. Die Hornblendenadeln weisen im großen und ganzen eine gewisse gleiche Orientierung ihrer Längsachsen auf. — Biotit in den für Tiefengesteine charakteristischen Farben, so wie die Hornblende im Gewebe orientiert. — Granat, selbst im Dünnschliff kräftig rosarot, ist ganz durchspickt mit Quarz, Plagioklas, Hornblende und auch Biotit, und bizarr skelettartig. — Quarz, mit zahlreichen Fahnen winziger Einschlüsse ohne Libelle, verhält sich gegen Plagioklas an mehreren Stellen deutlich allotriomorph. — Apatit und Magnetit in wohlausgebildeten Kriställchen sind häufig.

Struktur. Ein wichtiges Moment ist der Idiomorphismus der Hornblende. Sie erscheint als Erstausscheidung (abgesehen natürlich von Apatit und Magnetit). Auffälligerweise wurden diese beiden Mineralien nicht als Einschluß in Hornblende beobachtet, sondern nur in den hellen Gemengteilen. Hierauf folgt Oligoklas und dann Quarz. Dort, wo Granat auftritt, ist das Gewebe ausgeprägt kristalloblastisch und der Quarzreichtum erheblich. Auch finden sich in solchen Bezirken größere lappig begrenzte Xenoblasten von Plagioklas mit sehr schwacher, wahrscheinlich inverser Zonarstruktur.

Diesen Beobachtungen zufolge ist das Gestein kein normales Erstarrungsgestein, vielleicht auch seinem chemischen Bau nach nicht. Wenn es hier als eine aplitische Fazies von Quarzglimmerdiorit eingestellt wird, so soll damit einerseits dem Zurücktreten der dunklen Gemengteile, andererseits der geologischen Stellung Rechnung getragen werden, bis eine chemische Bearbeitung vielleicht endgültigen Aufschluß gibt.

2. Am Weg Fensteralpe—Thomaskogel. S vom P. 1526.

Vor der Abzweigung des Jägerpfades vom obigen Weg in den Humpelgraben in der Ostwendung des Weges etwa 60 Schritte vor der Quelle, ebenfalls in hellen Granodioriten, welchen Amphibolitzüge eingeschaltet sind, findet man auch eine Lage des nun zu beschreibenden Gesteins von nahezu massiger Textur.

Mit freiem Auge sind zu erkennen: Hellroter Granat, Körner von 2 bis 4 mm Durchmesser, schwarze Hornblendesäulchen, beide in großer Menge, so daß das Gestein ziemlich dunkle Gesamtfarbe, etwa wie ein feinkörniger Diorit, besitzt, und ein feinkörniges weißes Gewebe von Quarz und Feldspat.

Unter dem Mikroskop sieht man, daß neben Oligoklas und Quarz auch Klinozoisit und Epidot in relativ großen Körnern und Säulen bedeutenden Anteil im Grundgewebe stellen. Der Oligoklas ist invers. — Granat kräftig rosarot, ziemlich kompakt, enthält viele Quarzeinschlüsse zentral gehäuft. Die Hornblende ist poikilitisch ausgebildet, im übrigen so wie früher. — Struktur rein kristalloblastisch. — Hier ist die Einstellung noch mehr unsicher. Es könnte sich um vermischtes Material handeln, etwa dioritisches und sedimentäres in nicht weiter erkennbarem Verhältnis.

E. Dioritaplite. Sehr häufig sind im ganzen Gebiet der Kerngesteine aplitische Bänder, deren Mächtigkeit in weitesten Grenzen schwankt. Sie durchziehen, in vielen Fällen mit der Schieferungsrichtung Winkel bildend, sowohl die eben beschriebenen Massengesteine als auch die Amphibolite. Ihre Farbe ist weiß bis hellgrau. Mit freiem Auge sind infolge der Kornfeinheit die Gemengteile nicht zu unterscheiden. Schieferung ist nur selten wahrzunehmen.

Mineralbestand. Plagioklas mit 73 bis 77%. *Ab* gehört zum sauren Oligoklas, mit normaler Zonenfolge. — Quarz in wechselnder Menge, buchtig begrenzt, manchmal gelblich. — Normaler Biotit. — Hornblende. — Apatit, Magnetit.

Struktur. Die ursprüngliche Erstarrungsstruktur ist oft durch Kataklyse verdeckt.

Besondere Vorkommen. Hellgrauer Aplit im Profil Eibelkogel—Lammalpe. Der spärliche Biotit ist in winzige Fetzchen zerrissen, daneben kommen auch Chloritfetzchen vor. Hornblende fehlt. — Aplit aus dem Amphibolit im Kreuzsattelbach, östlich der Staring-Jagdhütte. Die ganz vereinzelt Hornblendenden in diesem Aplit dürften aus dem Amphibolit stammen. Dazu muß betont werden, daß Aufnahme von Amphibol aus den Amphiboliten nicht selten zu beobachten ist. Es erscheint der aufgenommene Amphibol als Fremdling. Dies ist beispielsweise sehr schön zu sehen im Profil Wolfsgrube—Pulsterriegel, wo von einem hellen Granodiorit Hornblende aufgenommen wurde. Sie erscheint in diesem Gestein in Form von nußgroßen Putzen. — Holzknechtshütten im Kreuzsattelgraben usw.

F. Aplitische Bänder im Verbande mit Amphibolit. Helle, an dunklen Gemengteilen arme Lagen Amphibolit müssen nicht immer Aplit sein, man kennt ja von allen Orten gebänderte

Amphibolite, und weiß, daß die hellen Bänder verschiedene Bedeutung haben. Jene Fälle, in welchen mir eine gesonderte Darlegung der Verbandverhältnisse wünschenswert erschien, sind im folgenden zusammengestellt.

1. Kreuzsattelgraben. Kontakt einer aplitischen Lage mit Amphibolit.

Die Grenze der beiden Gesteine verläuft geradlinig.

Beide Gesteine enthalten dieselbe, bei Amphibolit in einem späteren Abschnitte näher beschriebene Hornblende und denselben sauren Oligoklas mit 72—78% *Ab*. Die Zonenfolge war zum Teil normal, zum Teil (Beobachtung im Amphibolit) invers. Epidot enthalten beide Gesteine in geringem Maße, die aplitische Lage auch ein wenig Quarz. Rutil nur im Amphibolit.

2. Staringgrabenmündung in den Übelbach, fünf Minuten grabeneinwärts.

Dieselben aplitischen Bänder tauchen hier in Granodiorit und Quarz-glimmerdiorit, sowie in Amphibolit auf. Die beiden Kerngesteine sind ziemlich gneisartig textiert und unregelmäßig im Großen verknütet. Der Amphibolit bildet im Granodiorit und im Aplit auch losgelöste Schollen. Dies alles spricht dafür, daß die hellen Bänder im Amphibolit wirklich Aplit sind.

Unter dem Mikroskop bemerkt man einige Abweichungen gegenüber 1. Der Amphibolit enthält Granat und Ilmenit in Umwandlung in Rutil; der Aplit enthält allein Epidot.

3. Aplitische Bänder in Amphibolit, oberstes Gleintal.

Das Handstück enthält einige, nur wenige Millimeter starke Platten aus Amphibolit, welche in weißem, hornblendefreiem Aplitteig schwimmen. Die Grenze zwischen Amphibolit und Aplit ist vollkommen scharf. Die Aplitmasse enthält Granat, welcher dem Amphibolit fehlt. Gewebe stark kataklastisch, sonst wie früher.

4. Aplitische Falteninjektionen im SW und SO der Fensteralpe.

Hier gewahrt man das Eindringen sehr heller Diorite in die Amphibolitmassen, mit welchen sie sich verknüeten. Die Tatsache, daß die betreffenden Amphibolite eine komplizierte Stauchfältelung besitzen, welche den injizierenden, oft armdicken Massen fehlt, läßt die Deutung, daß jene hellen Bänder echte Injektionen seien, als richtig erscheinen.

Die eben besprochene Erscheinung ist übrigens im Felde und an großen Handstücken mit freiem Auge zu studieren.

5. Aplitische Linsen auf der Roßbachalpe.

Gegen die Terenbachalpe zu trifft man in geschlossenem Amphibolitgebiet große, langgestreckte Linsen aplitischer Natur, welche stets auch etwas Hornblende und Granat neben Oligoklas und Quarz enthalten. Die Hornblendeporphroblasten stimmen in den physiographischen

Eigenschaften ganz überein mit der Hornblende der Amphibolite, sind ganz unregelmäßig im Gewebe des Aplites verteilt oder so gruppiert, daß eine an Garbenschiefer mit körnigem Grundgewebe gemahnende Struktur entsteht.

G. Porphyrische Ganggesteine: Bisher nur in einem Beispiel bekannt: Dioritporphyrit Humpelgraben, Fensteralpe. Hellgrau, massig. Plagioklas und Biotit bilden kleine Einsprenglinge in feinkörniger Grundmasse. Plagioklas: Kern, Labrador, 50% *Ab* — Rekurrenzen — Hülle Oligoklasalbit 90% *Ab* In der Grundmasse schwach zonare Andesine mit Oligoklasalbit. — Mikroperthit und Myrmeckit sehr selten, in der Grundmasse. Quarz spärlich. Tiefbrauner Biotit in zwei Generationen. Hornblende spärlich, braun, etwas Chlorit, Magnetit, Apatit, brauner Turmalin. — Gegensatz zum Augengneis mit seinen Mikroklinporphyroblasten! Mit den „Dioritporphyriten“ Stinýs (Gesteine aus der Umgebuug von Bruck, Feldbach 1917) hat unser Gestein nichts zu tun!

H. Pegmatite.¹⁾ Unverletzt oder kataklastisch, in diesem Fall mit Mikroklin-Augen. Struktur partienweise grob schriftgranitisch. Quarz rauchgrau, Feldspat weiß, Muskowit in Täfelchen, häufig $7 \times 7 \times 3$ mm, oder mechanisch aufgeschuppt. Turmalin, schwarzblau, durch Quarz ausgeheilte, zerbrochene oder unverletzte Säulen. Hellroter Almandin. — Der eigentliche Pegmatitfeldspat ist saurer Oligoklas ohne Zonarstruktur, Zwillinge nach dem Albit und Periklingesetz. Turmalinschnitte leuchtend dunkelblau und violett, oft mit prächtigem Schalenbau. Der Quarz zeigt im ganzen System verheilte Klüfte gleiche Orientierung. Augen: flauer Mikroklin mit Myrmeckit. Die Augen sind so wie im Augengneis die einzigen Gemengteile, die der Kataklyse nicht unterworfen sind.

Pegmatitgneise, wie sie auf der Stub vorkommen, also mit mehr oder minder durchgreifender Kristalloblastese fehlen. — Vorkommen siehe Karte. Besonders zu erwähnen sind: Prettentaler, Vorderer Stagg, Bärenkreuz.

Anhang: Hieher gehören als vermutliche Teilprodukte der pegmatitischen Erstarrungsphase die zahlreichen Milch- und Gelbquarzlagen der Kerngesteine. Ein Gelbquarzschnitt zeigt zarte Limonitlinsen als Ursache der Gelbfärbung des verzahnten Körneraggregates. Einschlußfahnen setzen ungestört über die Körnergrenzen weg. Die Natur der winzigen Einschlüsse (Aussehen wie in Granitquarzen) ist nicht näher erkennbar.

J. Granodioritgneise. Ziemlich glimmerreich, gut geschiefert, mittelkörnig, manchmal lagengneisähnlich. Oft granatreich. Vereinzelt Linsen in den Gleinalm-Hüllschiefern.

Plagioklas. Inverse Oligoklasen, meist klar, manchmal trüb. — Meroklasen meist rottönnig, seltener neben letzterem brauner Biotit. — Muskowit. — Chlorit (Klinochlor), meist den einschlußreichen Almandin umschmiegend, schwach pleochroitisch. — Perthit und

¹⁾ Sigmund: Neue Mineralfunde in Steiermark VIII. Naturw. Verein f. Steiermark. B. 54, S. 226 ff.

Myrmeckit sehr spärlich, Epidot sehr selten, Quarz wechselnd. Rutil, Zirkon, Apatit. Struktur: Kristalloplastisch, z. T. kataklastisch. Vorkommen, siehe Karte.

2. Basische Intrusiva.¹⁾

I. Gruppe: Orthoamphibolite.

Mittelkörnig, gut schiefrig, dunkelgrün bis weißsprenkelig. Manchmal meroxenführend, oft reichlich almandinführend.

Plagioklas: Inverse Oligoklase mit 20—25 % *An*. — Hornblende: *a* = gelbgrau, *b* = braungrün, *c* = blaugrün. *c* : *i* = 18—19°. — Meroxen: Meist rottödig, manchmal braun. — Almandin sehr einschlußreich, mit Klinozoisit, Zoisit, Titanit und auch Quarz, welcher sonst in unseren Amphiboliten nicht vorkommt. Der Almandin besitzt bis zu 20 % beigemischtes Grossularsilikat (Molekular). Epidot, β -Zoisit, Klinozoisit, α -Zoisit erscheinen auch selbstständig, ebenso trifft man regelmäßig Apatit, Titanit, Ilmenit, Rutil, Hämatit. Chemisch fallen unsere Orthoamphibolite nicht in das Gebiet der Gabbros, sondern in ein Gebiet zwischen dem Essexit-Theralitfeld und Peridotitfeld. Die im Kern und in den Hülschiefern steckenden Orthoamphibolite sind ident.

A. Gemeine und Plagioklasamphibolite: Siehe Karte. (Taf. V.) —

B. Granatamphibolite: Roßbachalpe N- und S-Hang, Brendstall, Ochsenkogel. — Zwischen Jud und Graf. — Kleintal-Polster. — Wolfsgrube. — Kreuzsattel. — Staring. — Zehneranger. Somit sowohl im Kern, wie in der Hülschieferzone. — C. Zoisitamphibolite. Wolfsgrube—Lammkogel, Lainsach, Staringhütten, Kleintal im Talschluß, Ochsenkogel, also wieder in Kern und Hülle. — D. Meroxenführende Amphibolite. Barendumpf, Staringalpe, Humpelgraben, Lammgraben, besonders in der ganzen Augengneis- und Mikroklingschieferzone.

II. Gruppe. Serpentine und Verwandte.

a) Serpentine. Schiefzig bis massig, grün, grau oder fleckig, magnetisch, mit reichlich sichtbaren Erzklümpchen. Mineralbestand: Antigorit, oft sehr großblättrig, im Schnitt farblos. — Talk in feinsten Schüppchen und Schmitzen. — Tremolit, schwach grün, bis 5 cm lange Leisten, oft auch asbestartig fein, stets porphyroblastisch im Serpentinewebe. — Breunnerit, bräunlich bis braun, rhomboedrische Porphyroblasten. (Siderit kommt hier nicht vor!) Magnetit, Chromit. (Die aufgezählten Mineralien wurden durch chemische Analysen des Fräulein Martiny sicher erkannt.) — Vorkommen siehe Karte. — Abarten: Gemeiner Serpentin: Antigorit, Talk, Erz. — Tremolit-Breunnerit-Serpentin. Die Abarten sind miteinander eng verknüpft.

b) Verwandte. Tremolit-Breunneritschiefer, Tremolitschiefer, Klinochlorschiefer (nur aus Klinochlor, etwas Tremolit, Talk, Erz bestehend). — Smaragditschiefer (Analysen von Schneider und Martiny) mit 95 % smaragditischer Hornblende und restlichem Chromit, Meroxen (rottödig), Pyrit, Chlorit, Rutil, Ilmenit, Apatit in verschiedenen Assoziationen.

¹⁾ Lit. 15.

Die erstgenannte Gruppe tritt immer nur streifenweise im Serpentin auf oder hobbildend um ihn herum. — Die zweite Gruppe, hell bis grasgrünes, mitunter sehr grobkörniges Gestein, findet man selbstständig in den Hüllschiefern: Pagger. — Krautwasch-Bärenkreuz-Tiefsattel. — Schläffer, Kleintal. Nördlich von Rothleiten am Kamm gegen den Lärchkogel. (Vgl. Lit. 5, 6, 7, 9.)

3. Hornblendegesteine sedimentären oder fraglichen Ursprungs.

1. Garbenschiefer. Der Zug, welchen wir von der Greinschen Säge (Kainachtal) über den Hügelrücken zwischen Kainach und Alpenbach bis in den Alpengraben verfolgt haben, enthält: *a*) Garbenschiefer mit „serizitischem“ Grundgewebe. Der Glimmer konnte genauer nicht untersucht werden. *b*) Garbenschiefer mit körnigem Grundgewebe (Hornblende-eporphyroblasten in einem Grundgewebe von Plagioklas (inverser Oligoklas), viel Quarz, Epidot, Titanit, Meroxen, Rutil, Apatit, Ilmenit, Schungit. — Ferner Garbenschiefer mit kalkreichem Grundgewebe. Die Hornblenden sprossen hier aus Kalzit, welcher von Quarz, Klinozoisit, Muskowit und die Hornblende umschmiegendem Meroxen umrandet ist. — Endlich Garbenschiefer mit Grundgewebe aus Oligoklas. — Dasselbe ist beim Schmucker, Mitterriegel zu sehen.

2. Glimmeramphibolit. (Kainachtal, Jäger Reif S. Lit. 17.) Grün, von perlmutterartig glänzendem weißen Glimmer durchzogen, der sich besonders auf den Schieferungsflächen ausbreitet; fein gefältelt; enthält außer den genannten Gemengteilen noch Chlorit, Oligoklas, Quarz, Ilmenit. Der weiße Glimmer steht dem Margarodit nahe. Die chemische Stellung ist nicht ganz sicher, jedenfalls liegt kein unveränderter Orthoamphibolit vor, sondern mindestens ein Gemisch von Ortho- und Paramaterial.

3. Hornblendezoisitschiefer. Massig bis grobschiefrig, in weißem Grundgewebe, welches aus grobstengeligen Zoisit α , mit kleineren Mengen von inversem Oligoklas (20—25% *An*), blassem Almandin, Meroxen, Muskowit, Chlorit, Ilmenit, Rutil, Titanit und oft reichlichem Karbonat (Kalzit, häufig als Einschluß in den Hornblenden) besteht, liegen prächtige schwarzgrüne Hornblendeeporphyroblasten. Quarz ist spärlich, eine Garbenstruktur kommt nicht zu stande, wengleich oft Anklänge daran zu beobachten sind. — Terenbach- und Roßbachalpe, Tiefsattel, außerhalb des Kerns. — Der chemische Charakter scheidet sie von den Orthoamphiboliten, aber auch von den normalen Garbenschiefern. Wir vermten auch hier gemischtes Ursprungsmaterial (Lit. 15).

4. Andere vermutliche Paraamphibolite: Graugrün, ziemlich dicht, häufig mit Klufräumen, welche Eisenhydroxyde, Epidot und Chlorit enthalten. Sie besitzen wenig Quarz, inversen Oligoklasalbit (13—20 *An*), kräftig blautönigen Amphibol, viel Chlorit, Meroxen, Muskowit, Epidot, Rutil, Apatit, Almandin. Unruhiger Wechsel in Struktur und Mineralbestand, Konnex mit zweifellosen Mergelabkömmlingen veranlassen uns, diese Gesteine hieher zu stellen, Magg-, Holzer-, Pockstallergraben, Kapitel—Leuker.

4. Metamorphe Gesteine mit S_2O_2 Vormacht.¹⁾

a) Quarzit. Unbedeutende Lagen in anderen Quarzvormachtgesteinen. Korn mittel bis fein, Spaltung dickplattig bis klotzig. Gelb, weiß, grau.

¹⁾ Lit. 16. (Auch für die folgenden Gesteinsgruppen.)

Etwaiger Muskowit auf den Hauptbrüchen. — Vorkommen Stagg und Schmucker im Übelbachgebiet, Wegschaidler in Kleintal; N vom Kapitel; Weg Krautwasch—Ochsenkogel; grauer quarzitischer Schiefer N vom Leuker, Kainachtal.

b) Gneisquarzit und Granatgneisquarzit. Haselnuß- bis faustgroße, skelettische Almandine und größere Glimmerflatschen in weißem Quarzgrundgewebe mit Feldspatgehalt, ausgezeichnet schieferig.

Weitaus vorherrschender Quarz als verzahntes Gewebe, beziehungsweise selten schönes, schichtiges Körner—s, (Sander, Lit. 12.) in Almandin. — Oligoklasalbit (bis 14% An) invers; Meroxen, kräftig rotgetönt,

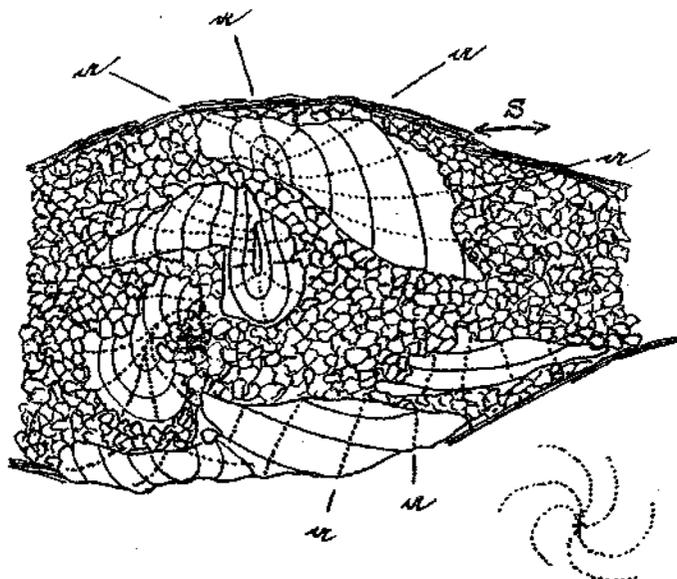


Fig. 1. Schliffbild aus chloritführendem Glimmerschiefer. (Vgl. Text.)

manchmal verwachsen mit blaßgrünem Klinochlor. — Klinozoisitnadeln, Apatit, Roteisenerz, Rutil. — Vorkommen: Krautwasch—Tiefsattel, über Walzkogelmarmor, mit Übergängen in Quarzit und chloritführenden Glimmerschiefer. Zeigt kräftige Kataklyse, Quarzsand und Züge zerfetzten Glimmers markieren Bewegungsflächen. — Ebenso ob dem Gruber, Weg zur Wolfgrube, dort mit chloritisiertem Granat. — Wildzaun. In diesem mächtigen Komplex wechseln reich gefeldspatete und aplitartige Formen mit feldspatarmen bis feldspatfreien Formen. Hier wurden gebogene Rutilite (bis 2 cm lang) gefunden. Auf der Brucker Hochalpe, Dreipfarren—Eisenpaß dasselbe Gestein.

c) Granatglimmerquarzite. Dickplattig spaltende, dunkelgraue, auf Quer- und Längsbruch hornfelsartige, fast dichte Gesteine. Hauptbruch mit silbrigem Muskowit in dünnen Schüppchen. Reichlich erbsgroßer hellroter Almandin. — Überrasgender Quarz wie früher. — Almandin oft skelettisch. Meroxen rostrot mit pleochroitischen Höfen um Zirkon. — Muskowit. — Selten treten hiezu blaßgrüner Klinochlor, saurer Oligoklas, Porphyroblasten, Turmalin mit blaugrünem Kern, grüner Schale, brauner Rinde, Kalzit, Klinozoisit, Hornblende, Apatit. — Vorkommen: Siehe Karte, in der marmorreichen Serie sehr weit verbreitet.

5. Chloritführende Glimmerschiefer.

Kataklastisch, grobschiefrig, Flachknollige Quarzlagen werden umschmiegt von gelbgrünen schuppigen Massen aus Glimmern und Chlorit. Oft tritt Almandin in das Gewebe ein. Hauptbruch stets deutlich gestriemt. Unter dem Mikroskop beobachtet man außerdem braunen Turmalin, Rutil, Apatit, Granat in chloritischer Umwandlung; sehr selten Obligoklasalbit (ohne Zonenbau), Schungit. Die Glimmer sind zum Teil brauner oder rottöninger Meroxen, zum Teil Muskovit. Fig. 1 zeigt intensive Durchbewegung im Quarzgewebe. Ausgezogene Kurven: Stellen gleichzeitiger Auslöschung, punktierte Kurven: Lage von *a*. Zwischen den größeren Trümmern feiner Quarzsand. Vorkommen: Kamm P. 1142 — Wolfsgrube, Leuker—Kapitel, zwischen Bussardkogel (Roßbachalpe) und Kamm 1746—1746. — Krautwasch—Bärenkreuz, Stierkreuz N vom Gallmannsegg, Alpengraben, Holzer und Magg-Graben.

6. Hellglimmerschiefer und Verwandte.

Helle glitzernde Schiefer mit Muskovit und Granat als stetigen Hauptgemengteilen. Der Granat ist Almandin, der muskovitische Glimmer auffallend natronreich.

a) Hellglimmerschiefer im engeren Sinn. Zu den genannten Gemengteilen tritt in namhafter Menge Quarz.

b) Diaphthorite nach Tonerdesilikatgneisen (Hauensteiner Schiefer). Neben Muskovit-Almandin sehen wir rottöningen Meroxen, Staurolith, Disthen, letztere auch in Form sehr zarter dünner Säulchen, chloritischen Muskovit und Chlorit sieht man sich aus den übrigen Gemengteilen entwickeln (Diaphthorose). Quarz tritt hier ganz zurück. — Rutil, Apatit, brauner Turmalin in *a* und *b*. — In allen Typen intensive Durchbewegung, Rollung und Drehung der Granaten, Stauchfältelung. Vorkommen: Kessel- und Kesselränder von Hauenstein, Zone zwischen Augengneis und Hauptamphibolitzug usw. siehe Karte. Die Trennung dieser Gesteinsgruppe in *a* und *b* ist auf der Karte undurchführbar.

7. Schiefer mit phyllitischem Habitus.

a) Phyllitischer Schiefer, Übelbach.

An der Grenze des Archäikums gegen das Paläozoikum findet sich ein blättriges graphitisch glänzendes Gestein, welches, wie der Schliif zeigt, aus Muskovit nebst kleinen Mengen von Granat, Quarz, Chlorit, Turmalin und Rutil besteht und seine Farbe fein verteilten schungitischen Krummeln verdankt.

b) Almandin-Disthen Schiefer, Tiefsattel.

In dem Grundgewebe, welches wie bei *a* zusammengesetzt ist, beobachtet man schon mit freiem Auge die überaus reichlichen Perphyroblasten von Almandin und oberflächlich schwarzen Rhätizit. Im Mikroskop zeigt es sich, daß Staurolith, Oligoklas und etwas Meroxen von roter Tönung ebenfalls als Porphyroblasten am Gewebe teilhaben. Die Pigmentierung ist überaus dicht. Auch dieses Gestein ist fein gefältelt, ohne daß die Fältelung die Porphyroblasten berührt. Vorkommen: Tiefsattel W.

8. Almandin-Chloritoidschiefer.

Diese kleine Gruppe besitzt geringe Verbreitung, bei wechselndem Mineralbestand. Der Habitus bleibt insofern unverändert, als man im schwarzen, dichten Grundgewebe meist nur Almandin deutlich erkennen kann. In einem Vorkommen ist allerdings der Chloritoid reichlich und in großen Porphyroblasten ausgebildet, doch verschwindet er oft, oder verrät sich nur in Form lappiger, dunkler Flecken im Grundgewebe.

Unter dem Mikroskop: Muskovit, Almandin, Chloritoid, Hämatit, Ilmenit, Staurolith, Quarz, Oligoklas, α -Zoisit, Meroxen, Turmalin, Chlorit.

Beispiel: Chloritoid-Almandinschiefer zwischen Leuker und Kapitel: Zahlreiche Chloritoidporphyroblasten $5 \times 5 \times 3$ mm, und Almandine mit etwa 3 mm Durchmesser, in quarzarmen, fast plagioklasfreien Grundgewebe, dessen Hauptgemengteil feinschuppiger Muskovit ist. Ilmenit, Turmalin, Apatit, Eisenhydroxyde als Nebengemengteile; feinste, staubförmig verteilte schungitische Substanz macht den Schliff dunkel und färbt die Handstücke schwarz bis graphitisch grau.

Da Herr Assistent F. Machatschki diesen Gesteinen eine eingehende Würdigung angedeihen lassen wird, kann auf eine weitere Auslassung an dieser Stelle verzichtet werden. Vorkommen: Profl Leuker—Kapitel mehrmals, Neukam—Alpengraben ebenfalls mehrmals.

9. Plagioklasschiefer.

a) Fruchtschieferähnliche Plagioklasschiefer.

Habitus: Stark schungitisch pigmentierte, auf dem Hauptbruch silberig schimmernde und an Fruchtschiefer gemahnende Gesteine, welche dünn- bis dickplattig spalten. Auf Längs- und Querbruch erscheinen sie dicht, grau bis schwarz, und mit freiem Auge erkennt man dort ebenfalls Granat, während man am Hauptbruch die kleinen Muskovitschüppchen, welche sich da anreichern, ganz gut diagnostizieren kann. Ihr Gewebe wird durchbrochen durch winzige, rotbraune Leistchen, die sehr zahlreich sind und in ihrer Lage keine Richtung bevorzugen. Sie besitzen das Format 1 : 3 mm im Durchschnitt und verursachen die äußere Ähnlichkeit mit Fruchtschiefern. Große Rhombendodekaeder von Almandin treten besonders dann auf, wenn die Größe der erwähnten Leistchen herabsinkt und die Hauptbruchflächen statt des lebhaften Glimmergeglitzers matten graphitischen Schimmer aufweisen.

Plagioklas. Inverszonare basische Plagioklase, Rand Labradorit, Kern basischer Andesin. α -Zoisit in breiten Stengeln von der Größe der Plagioklase, mit tiefblauer abnormaler Interferenzfarbe. — Staurolith, schwach gelbliche, pleochroitische Leistchen, rottöniger Meroxen in Form dicker Scheibchen. (Dieser Meroxen verursacht auf dem Hauptbruch die Fruchtschieferähnlichkeit.) — Almandin, im Dünnschliff oft nahezu farblos, enthält öfters nach Anwachspyramiden angeordnete Einschlüsse des Grundgewebes, die besonders reizvolle Bilder gewähren. — Muskovit in kleinen Schüppchen. Apatit, Turmalin wie früher. Immer viel schungitisches Pigment.

Ungestört kristalloblastisch. Bei Entwicklung aller genannten Gemengteile sind die Plagioklase lappig begrenzt. Im Grenzfall, wo Plagioklas

allein das Grundgewebe aufbaut, in welchem dann nur Almandin und Meroxen Porphyroblasten bilden, wird das Plagioklasgewebe einer zyklischen Mauer vergleichbar. Um die großen, kreisrunden Andesinkerne schließen sich ziemlich unvermittelt Labradoreschalen. Dieses Grundgewebe enthält außer den Massen von Schungit noch feine, schwach doppelbrechende Schüppchen. Die Analysenberechnung läßt hier Pyrophyllit möglich erscheinen. Vorkommen: Leuker—Kapitel, Hadergasse.

b) Hornfelsartige Plagioklasschiefer.

Blaugrau oder blauschwarz, splittiger bis dickplattiger Bruch. Im dichten, rauhen Grundgewebe Porphyroblasten von Meroxen der Meroxen und Almandin. Einige Abarten deutlich schiefrig mit Meroxen am Hauptbruch. Plagioklas wie bei *a*, jedoch meist ohne Schüppcheneinschlüsse. α -Zoisit bis zu Nadelfeinheit; Meroxen mit auffallend kupferroten Tönen im Pleochroismus; Almandin, Turmalin, Apatit wie früher. Rutil selten. Blaßgrüner Diopsid, kräftig pleochroitische Hornblende gelegentlich, in Grenztypen, Quarzgehalt sehr wechselnd, Schungit stets reichlich. Beispiele und Vorkommen: Krautwasch-Bärenkreuz. Bas. Plagioklas, Meroxen in Knoten, Almandin erbsengroß, weinrot. Pagger—Gruber: Bas. Plagioklas, Zoisit in Nadeln, Meroxen, Almandin klein, Quarz (ziemlich schiefrig). Mittlerer Kowaldschmidtgraben: Bas. Plagioklas Zoisit, Meroxen, Almandin, Hornblende.

Vorderer Stagg, im Pegmatit: Die Genannten und Quarz, Diopsid, Epidot. Stellenweise quarzreich. Andere Vorkommen siehe Karte.

10. Kalksilikatschiefer.

Dichte, grüne bis grauviolette, auch grün und braun gebänderte, dickplattig oder kubischklotzig spaltende Gesteine, oft mit haselnußgroßen Almantinporphyroblasten.

Mineralbestand: Quarz, verzahnte Körner, Plagioklas inverser Labradorit, Zoisit *a* in Stengeln oder Nadeln, Meroxen wie in der Gruppe 9, hier fallweise mit vielen pleochroitischen Höfen um Zirkon, diopsidischer Pyroxen, Hornblende mit blauen Tönen im Pleochroismus, Almandin wie früher, Karbonate, Titanit, Chlorit, Pyrit, Apatit, Turmalin. Die Karbonate sind Kalkspat. Schungitische Pigmentierung ist im allgemeinen spärlich.

Struktur rein kristalloblastisch, manchmal sehr schön helizitisch. Dunkles Pigment konzentriert sich bezeichnenderweise auf die Plagioklas und Meroxene. Sehr bezeichnend ist auch der rasche Wechsel der Mineralassoziation. Oft sieht man in einem Handstück Bänder, die nur aus Meroxen und Quarz bestehen, wechsellagern mit grünen Bändern von Diopsid, welcher von Karbonat, Quarz usw. begleitet wird. Plagioklas tritt in allen Formen stark in den Hintergrund, ja verschwindet mitunter gänzlich.

Vorkommen und Assoziation: 1. Typus. Mit allen oben angeführten Mineralien nebeneinander: Übelbachgraben, zwischen Neuhof und Jud. Pockstallergraben. 2. Typus: Mit Hornblende, Meroxen, Quarz, Almandin, Plagioklas, Karbonat. Am gleichen Orte, ferner: Magg-Graben

Weißensteingraben, Alpengraben, Kapitelweg. 3. Typus: Quarz, Zoisit, Karbonat, Meroxen, Chlorit, Muskowit, etwas Hornblende, reichlichem schungitischem Pigment. Übelbach, nördlich der Villa Goldschmidt, hart an der Grenze des Paläozoikums. Hieher schließen sich an die als Anhang zu den Hornblendegesteinen sedimentärer Abkunft beschriebenen „Par-Amphibolite“ der S. 72 dieser Abhandlung.

11. Marmore.

Von den in großer Anzahl vorkommenden Marmorzügen kann aus Proben des Herrn Birnbaum, aus dem Auftreten von Tremolit-marmoren in benachbarten Gebieten und aus Angaben Sigmunds geschlossen werden, daß zum Teil Dolomitmarmore vorliegen. Auf Klüftflächen und Schichtfugen erscheinen sehr häufig Glimmer, die zum Teil Muskowit sein mögen, zum Teil zu den Magnesiaglimmern gehören. Sicheres ist darüber noch nicht bekannt. Vorkommen siehe Karte. (Tafel V.)

Übersicht vom Standpunkt der Tiefenstufen und Mineralfazies aus.¹⁾

Kontaktfazies und pyrometamorphe Fazies fehlen im untersuchten Gebiete. Die restlichen drei Fazies Eskolas, die sich mit den Tiefenstufen, beziehungsweise Temperaturzonen Grubenmanns in enge Beziehung bringen lassen, beschäftigen uns daher allein. Wir verzeichnen nun: Albit, Chlorit, Breunnerit, Talk, Epidot, Chloritoid, Muskowit, das wäre Grünschieferfazies, beziehungsweise oberste Stufe. — Andererseits Oligoklas, Amphibol, Meroxen, dazu Staurolith, Zoisit, das ist ungefähr Amphibolitfazies, beziehungsweise mittlere Zone. Endlich basischer Plagioklas, Pyroxen, Almandin, Disthen, zeigt Anklänge an die Eklogitfazies, beziehungsweise unterste Tiefenstufe. Diese drei Kategorien treten miteinander in Kombination. Die Gleichgewichtslehre zeigt uns jene Fälle auf, in welchen Kombinationen von Mineralien verschiedener Stufen im Gleichgewicht möglich sind. (Mit Hilfe von Umsetzungsgleichungen und Phasenregel.) Auf Grund dieser Ableitungen ist zu zeigen, daß alle unsere Gesteine, welche keine Gleichgewichtsstörungen erkennen lassen, der mittleren Stufe angehören. (Kerngesteine, Amphibolite und der größere Teil der Hülschiefer.) Die Hauensteiner Schiefer und die chloritführenden Glimmerschiefer zeigen sich jedoch als Ungleichgewichte: Chlorit und helle Glimmer entwickeln sich auf Kosten eines älteren Mineralbestandes der mittleren Stufe. Diese mehr oder minder in Diaphthorese befindlichen Gesteine erstreben ein Gleichgewicht in der obersten Stufe. Besonders hervorzuheben wären folgende Fälle: Im Dioritporphyrit (Humpelgraben) sind die Kerne der schaligen Plagioklaseinsprenglinge sehr basisch, die Rinde ist Oligoklas, so wie der Grundmassefeldspat. (Vgl. Eskola, Lit. 18 igneous and metamorphic facies.) Auch die Massengesteine des Kerns erscheinen im Gewand der mittleren Tiefenstufe. Die basischen Plagioklaskerne sind im Sinne Eskolas „armoured relics“! Ein Almandin-Chloritoidschiefer vom Kapitelweg enthält neben

¹⁾ Vgl. hierzu: F. Becke. Mineralbestand und Struktur der krystallinen Schiefer. Denkschr. Wiener Akademie. Math.-Naturw. Klasse B. 57./I. Wien 1913. — U. Grubenmann: Die krystallinen Schiefer I. und II. Auflage. — Pentti Escola. Lit. 18.

den genannten Gemengteilen noch Staurolith, Oligoklas, Ilmenit, Rot-eisenerz, Muskowit im Gleichgewicht! Gesteinsverband und Mineralgesellschaft verweisen dieses Gestein trotz dem Chloritoid und Muskowit in die mittlere Stufe. (Aus der Umgebung von Graz hatten wir Chloritoid-schiefer der unzweifelhaft ersten Stufe, ohne Almandin, Staurolith, Ilmenit, Oligoklas, zum Vergleich aus der Grünschieferstufe.)

Übersicht vom Standpunkt der Durchbewegung aus.¹⁾

I. Gleinalpenkristallisation. Die Bewegungsphase α wird von der Kristallisationsphase β überholt. Wir unterscheiden:

1. Magmatisch kristallisierte Gesteine: Der größte Teil der Granodiorite, Diorite, Mikroklinggranite, Pegmatite, Aplite, Dioritporphyrite.

2. Magmatisch kristallisierte, dann durchbewegte Gesteine: Augengneis z. T., Granodiorit z. T., Pegmatite z. T.

3. Magmatisch kristallisierte, dann durchbewegte und metamorph kristallisierte Gesteine: Orthoamphibolite, Serpentin.

4. Diagenetisch verfestigte, dann durchbewegte und metamorph kristallisierte Gesteine, Kristallisation die Bewegung überholend: Sämtliche Hüllschiefer.

II. Ammeringkristallisation.

1. Magmatisch kristallisierte, durchbewegte und metamorph kristallisierte Gesteine: Granodioritgneis aus I, 1. Granodiorit, hervorgegangenen, Linsen außerhalb des Kernes.

2. Diagenetisch verfestigte, durchbewegte und metamorph kristallisierte, sodann diaphthoritisierte Gesteine: Aus I, 4. Hauensteiner Schiefer (Tonerdesilikatgneise mit Staurolith, Disthen, Almandin, Meroxen in Umwandlung). — Hellglimmerschiefer z. T. — Chloritführende Glimmerschiefer. Die zweite metamorphe Kristallisation überholt hier nicht überall die Durchbewegung.

Pegmatitische Schlußphase der Gleinalpenkristallisation.

Jünger als die Förderung der Pegmatite scheint der Absatz aus Restlösungen, der sich in Imprägnation der kernnahen Hüllschiefer mit Quarz sowie in der Bildung der Mikrokliu, Mikropertit-Augen im Augengneis, selten, aber immerhin kontrollierbar auch in Pegmatit, kundgibt. Hier muß bemerkt werden, daß ein Teil der Augengneise, z. B. jener zwischen P. 1090 und Wolfsgrube, Roßbachalpe NW-Ecke, Tiefsattel, Neuwaldgraben, kein granodioritisches Grundgewebe besitzen, sondern vielfach ein deutlich glimmerschieferiges. Vgl. dazu die gefeldspateten Glimmerschiefer Goldschmidts, Lit. 19. — Im Brendlstalgebiet wurde in Amphibolit eine Spalte aufgedeckt, deren Wände mit Orthoklas (Adularhabitus, jedoch undurchsichtig), Bergkristall, Chlorit und einem oxydischen Eisenerz nach Pyrit dicht bewachsen sind. Der Einfluß der ehemaligen Lösung ist mehrere Zentimeter tief in das amphibolitische Salband hinein verfolgbar. Bergkristall mit Chlorit wurde in den Hüllschiefern mehrfach auf Spalten angetroffen. (Hauensteiner Kessel.)

¹⁾ Vgl. Lit. 13, S. 8.

II. Abschnitt.

Beziehungen der Bauelemente zueinander. — Tektonik.

1. Die Amphibolite.

A. Verteilung und Vergleichbarkeit. Die Karte (Taf. V) zeigt uns Amphibolite sowohl im Kern als auch in den Hüllschiefern. Die Analysen Schneiders¹⁾ und Birnbaums²⁾ lassen eine Trennung in Ortho- und Paraamphibolite zu. Es gibt Orthoamphibolite im Kern und in der Hülle; diese entsprechen einander chemisch und mineralogisch, bieten durchaus parallele Erscheinungen und selbst ihre Abarten findet

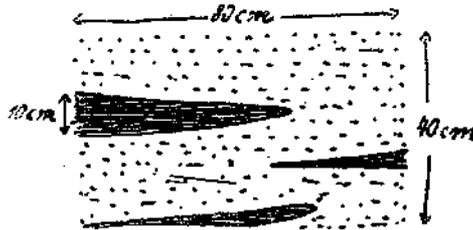


Fig. 2.

man in beiden Komplexen wieder. — Paraamphibolite sind nur ausnahmsweise im Kern anzutreffen, sie gewinnen größere Bedeutung im Hangendteil der Hüllschiefer.

B. Amphibolitzüge im Kern (d. h. liegend vom großen Augengneiszug). In jedem Profil findet man dieselben im großen und kleinen aufgeblättert, zerstückelt, injiziert; im Streichen sind die Züge ebenfalls unbeständig. Beispiele: 1. Staringgrabeneingang. Siehe dazu Fig. 2. Große eckige Amphibolitschollen, weiterhin ausspitzende Blätter

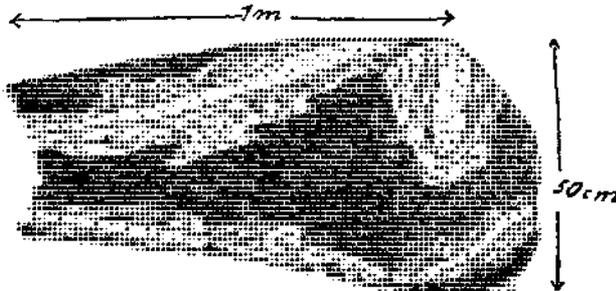


Fig. 3.

schwimmen in hellem, fast aplitischen Granodiorit, welcher $\frac{1}{2}$ km talwärts apophysenartig in einen anderen Amphibolitzug eindringt. Diese Züge verschwinden gegen O (schon im Hoyer Humpelgraben), gegen W werden sie geschlossener. Am Gleinalmsattel (1589 m) ist die Aufblätterung nur mehr randlich. 2. Pulsterriegel, 1280 bis 1350 m, Weg Wolfsgrube—Lammalpe. Nußgroße Schollen, handgroße Platten, von einem Amphibolitzug abgespalten, der nach O und W zu verfolgen ist, schwimmen in hellem Granodiorit. 3. Etwa 10 Minuten S vom

¹⁾ Lit. 15.

²⁾ Lit. 17.

Lammalpe. Injektion von Granodioritaplit in Amphibolit siehe Fig. 3. Zwischen Amphibolit und Aplit schiebt sich eine Mischzone ein; Amphibolitschollen in Aplit. 4. Faltenkopf gegen SO, im Kreuzsattelbach, Höhe der Staringhütte. Aplit injiziert einen Amphibolit (Fig. 4). Der Aplit ist kataklastisch und bricht in großen Stücken aus den Fugen aus. (Schwarze Stelle im Bild.) Hin und wieder nimmt er

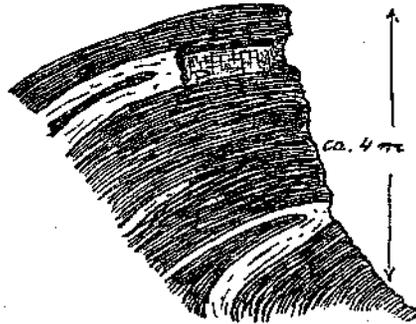


Fig. 4.

Amphibolithornblende auf. 5. Am Jägersteig Jantscher—Forsthaus—Fensteralpe. Große Faltensattel im Amphibolit, welcher ganz aufgeblättert und reich mit milchigem Quarz injiziert ist. Zugleich stellt sich Muskovit und Biotit ein. Stauchung im Sattel und Streckung der Schenkel ist prächtig zu sehen. 6. Am Weg Fensteralpe—Sadningkogel, P. 1526, ein schönes Faltenprofil (Fig. 5). Stauchfältelung des Amphibolits an den dioritaplitischen Injektionen. 7. Staringhütte — Kreuzsattel — Staringalpe. In

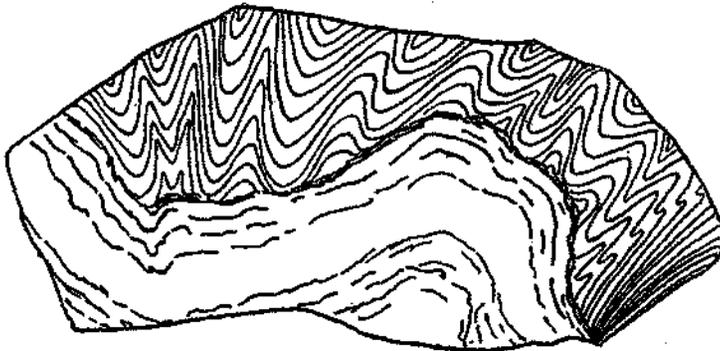


Fig. 5.

diesem Dreieck ist an Bachaufschlüssen die Aufspaltung von Amphibolitzügen auf kurze Strecken im großen zu sehen. 8. Biotitführende Amphibolite, z. B. Kreuzsattelbach treten auf, wenn das injizierende Gestein Mikroklin führt, oder wenn kalireiche Restlösungen auf Hauptbruchfugen gewirkt haben. (Lammgraben NO Hoyer.) Wie die Karter zum Ausdruck bringen, sind die Amphibolitzüge in Gruppen zusammengefaßt, welche durch helle Kerngesteinsmassen getrennt erscheinen. Sie ordnen sich zudem in bezug auf eine stets südlich vom Kamm verlaufende Achse, die dem Generalstreichen SW-NO entspricht, ungefähr symmetrisch an.

Nördliche Hauptgruppen:

1. Speik—Staring—Eibelkogel,
2. Lenzmaierkogel—Rösseck,
3. Wildégg—Zehneranger,
4. Stiller Schlag,
5. Ob. Preggraben.

Südliche Hauptgruppen:

1. Staringhütte—Lammalpel,
2. Innerer Kampel—1726, SO Fensteralpe,
3. Lammkogel—Sadningkogel,
4. Gleinalm—Pusterriegel—Thomaskogel.

In den nördlichen Gruppen herrscht 50 bis 70° Fallen nach NW, doch trifft man auch Saigerstellung, viel flacheren Einfall, ja selbst Steilfall nach SO. Ganz analog beobachtet man in den südlichen Gruppen 30 bis 60° Fallen nach SO mit gelegentlicher Saigerstellung und Steilfall nach NW. (Siehe Kernprofil.) Im Gelände treten die Amphibolitzüge gipfel- und kuppenbildend hervor. Wo sie auslassen, trifft man in den Granodioritgebieten Stellabfälle in Kessel oder Mulden. Diese Erörterungen, sowie die Profile durch den Kern zeigen einen verhältnismäßig ruhigen Faltenbau, die Falten erster Ordnung enthalten Falten und Fältelungen höherer Ordnung.

Gegen O wachsen die Amphibolitmassen durch Ausfall der hellen Intrusiva mächtig an, die zu erwartende entsprechende Stelle im O fällt nicht mehr in unser Arbeitsgebiet. Die Masse der Amphibolite im Kern dürfte nach dem Gesagten in den einzelnen Querschnitten ziemlich konstant sein.

C. Die Amphibolite der Hülle. (Orthoamphibolite.)

1. Verhalten gegen Granodioritgneis.

Der Amphibolit des Ochsenkogels grenzt an mehreren Stellen an Granodioritgneis. Dort kehren die Verhältnisse des Kernes wieder, d. h. man beobachtet abermals Injektion, begleitet von Stauchfältelung und Aufspaltung. Beispiele: Tiefsattel S-Hang gegen den Alpengraben, Kamm Ochsenkogel—Dornerkogel, Weg Kapitel—Brendlstall. Auch Biotitführung stellt sich ein.

2. Verhalten am Westende des Gleinalmkerns.

Am Abhang der Roßbachalpe gegen die Kommunitätshütte in der Nähe einer Augengneislinse sind ebenfalls zahlreiche Injektionen aplitischer Natur im Amphibolit feststellbar. Stauchfältelung begleitet sie teilweise. Solche aplitische Linsen besitzen z. B. eine Länge von 10 m und maximale Dicke von 1 m. Die Verhältnisse im Laufnitzgraben sind analog.

3. Verhalten gegen die Paragesteine der Hülle.

Die Grenzen gegen Hellglimmerschiefer z. B. auf der südlichen und westlichen Roßbachalpe, ferner am Nordfuße derselben verlaufen in den Aufschlüssen geradlinig. Der Ochsenkogelamphibolit dringt mit mächtigen Zungen in die Schiefer ein. Eine Übernahme von Hornblenden oder anderen Bestandteilen des Amphibolits in die Hellglimmerschiefer konnte

nirgends beobachtet werden. W. vom Brendlstaal gibt es zwischen dem felsigen Kamm 1746—1746 *m* und dem Bussardkogel (höchster Gipfel der Roßbachalpe) einen schönen Aufschluß: Hangend Amphibolit und liegend chloritführender Glimmerschiefer sind steil aufgerichtet, auf der Schichtfuge kommt eine granodioritische Lage von etwa 1 *dm* Mächtigkeit zum Vorschein, von welcher ich ein Handstück ausbrechen konnte. Es enthält eine unveränderte, quarzreiche Knauer des Liegend-schiefers, hellrote Granaten und dunkelgrünen Biotit. Soweit es sich um Granodiorit handelt, ist das Gestein massig, die eingepreßte Schieferknauer hat die texturellen Merkmale des chloritführenden Glimmerschiefers. Amphibolitschollen enthält das Handstück nicht. Der Zusammenhang des Schiefers mit dem Amphibolit ist wohl verhältnismäßig locker und dieser Umstand begünstigt das Aufdringen von Injektionen in die Schichtfugen.

4. Verteilung der Orthoamphibolitmassen.

Die Orthoamphibolite bilden in der liegenden Hülle einen geschlossenen Zug, dessen oft sehr mächtig anschwellende Massen: Roßbachalpe, Ochsenkogel usw. durch schmale Verbindungsstücke aneinander geschlossen werden. Wir haben diesen Zug von der Terenbachalpe bis in den Laufnitzgraben verfolgt. Der intrusive Charakter spricht sich wohl in der Form aus. Außerdem sieht man an mehreren Stellen, z. B. O vom Brendlstaal, wo wir einen solchen Aufschluß freilegten, Marmorzüge im Amphibolit ausfindern, wobei der Amphibolit in der Fortsetzung des Marmors epidotreich wird, und jenseits des Amphibolitzuges wieder auftauchen. Die Hornblendezoisitschiefer der Terenbachalpe und des Tiefsattels scheinen ebenfalls Produkte der Vermischung von Teilen der Orthoamphibolitmassen mit kalkigen bzw. mergeligen Sedimenten zu sein. An der Roßbachkogel NW-Ecke findet man zwischen Hauptaugengneiszug und Augengneislinse eine Hellglimmerschieferzung mit einem Marmorzug; dieser Komplex verschwindet gegen die Terenbachalpe zu im Amphibolit und in seiner Fortsetzung findet man die schönen Hornblendezoisitschiefer.

Von den über dem Hauptzug hangenden Amphiboliten sind eine große Anzahl als Paraamphibolite nachweisbar, Orthoamphibolite sind unsicher.

5. Anhang. Die Serpentine.

Der eben erwähnte große Orthoamphibolitzug enthält mehrere Linsen von Serpentin. (Karte, Taf. V.) Am Nordrand des Gleinalmkernes, der von uns nur flüchtig begangen werden konnte, zeigt sich im Gebiete zwischen Preggraben und Kraubath bzw. St. Stefan dasselbe. Am Zehneranger fanden wir südlich vom Gipfel im Amphibolit ebenfalls eine kleine Linse von Serpentin?! (Dies wäre näher zu untersuchen, doch reicht das Material nicht, es wäre bisher der einzige Serpentin im Kern.) Wir beschränken uns auf die Serpentine unseres Südflügels. So wie Kalkzüge im Amphibolit verschwinden, tun sie es auch in Serpentin. (Beispiel Ochsenkreuzserpentin, und das Auftreten von Tremolit und Breunnerit kann damit in Beziehung gebracht werden. Alle unsere Serpentine enthalten in verschiedenem Maße Talk, der oft gleichmäßig

in der Serpentinmasse verteilt, also nicht auf Tremolit rückführbar ist. Diese Frage ist noch Gegenstand einer besonderen Studie.¹⁾ Hieher gehört auch die Frage der Smaragditschiefer²⁾ (N vom Pagger, Schlaffer usw.), die chemisch in das Peridotit-Pyroxenitgebiet fallen.

D. Paraamphibolite der Hangend-Hülle.

Garbenschiefer.

Der Zug, welcher von der Greinschen Säge, Kainachtal, über den Höhenweg Leuker-Kapitel in den Alpengraben streicht (Fig. 6) zeigt folgende Details: 60 bis 70 Schritte ob dem Leuker vereinzelte schwarze Hornblenden in glimmerquarzitischem Schiefer, dieser ist nach 80 Schritten allmählich ein Hornblendegarbenschiefer mit hellem, glimmerigquarzigen Grundgewebe geworden, es folgt eine 1 $\frac{1}{2}$ m mächtige Bank glimmerigen Marmors, dann wieder der Garbenschiefer, welcher schrittweise in Amphibolit übergeht. Die Übergangszone wird von einem

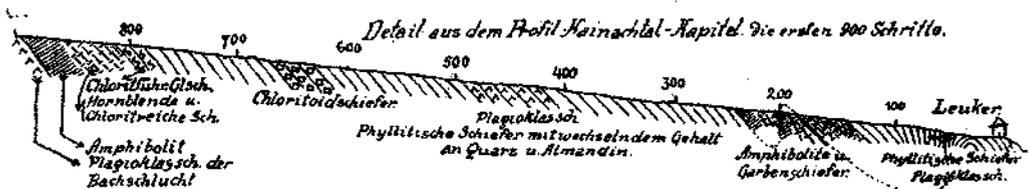


Fig. 6.

Garbenschiefer mit Oligoklasgrundgewebe eingenommen (20 Schritte). Nun $\frac{3}{4}$ m Marmor, dann wieder Garbenschiefer wie früher, der nach 40 Schritten ein hornblendefreier, quarzitischer Schiefer wird, nach wenigen Schritten Übergang 3 m grüner, flaseriger Amphibolit, dann abermals Glimmerquarzit. — Im gleichen Profil erscheint hangend vom großen Chloritoidschieferzug abermals ein Amphibolit mit deutlichen Beziehungen zu Kalksilikatschiefern.

Analog verhalten sich die dünnen Garbenschieferlagen zwischen Vord. Stagg und Schmucker am Mitterberg. — Die dünne Glimmer-amphibolitlage S vom Reif liegt in einer Serie aus Marmoren, Kalksilikat- und glimmer-quarzitischen Schiefen. So ist es auch mit den graugrünen epidot- und chloritreichen Amphiboliten im Magg-, Lambauern- und Holzergaben. Ihre übergangsweise Verknüpfung mit Hangend- und Liegendenschiefern, sowie der Mangel geschlossener, orthoamphibolitischer Massen in der Nachbarschaft spricht sehr für ihre sedimentäre Herkunft, ganz abgesehen vom Chemismus.

2. Die Kerngesteine.

A. Verteilung im Kern selbst. An der südlichen und nördlichen Kerngrenze treffen wir Augengneis, stets in Verbindung mit liegendem Mikroklinggranit, welcher in geringer Mächtigkeit auch mitten im Kern, z. B. im NO und O der Staringhütte auftritt. — Granodiorit

¹⁾ Angel-Martiny: Serpentine und Begleitgesteine der Gleinalpe. Unveröffentlichtes Manuskript.

²⁾ Lit. 15.

und Quarzglimmerdiorit ist das herrschende Kerngestein, welches oft große Massen zwischen den dadurch auseinandergeschobenen Amphibolitgruppen bildet. Quarzdiorit und Diorit erscheinen meist randlich in den Granodioritmassen, nahe den Amphiboliten, seltener — Kleintal — mitten in letzteren. Dioritporphyrit ist bis jetzt nur aus den alten „Granitbrüchen“ im Humpelgraben, Fensteralpe, bekannt. Aplite, Quarzlagen und Gänge häufen sich am Kernrand und an den Amphibolitgruppen.

Verband im südlichen Randgebiete. Der randliche Augengneiszug begleitet den Kern fast ohne Unterbrechung in einer Mächtigkeit von etwa 250 m. Im W beobachtete ich ihn noch am NW-Rücken 1717 bis 1578 der Terenbachalpe, wo ich meine Arbeit gegen W hin abschnitt. Er setzt sich gegen W hin fort. Hier, sowie im Humpelgraben eingang der Fensteralpe und im Pöllergrabeneingang (Sigmund Lit. 7) enthält er Lagen von augenfreien Granodiorit und Mikroklinggranit, erscheint daher verdoppelt bis vervielfacht. Am Kamm Röhleiten—Lärchkogel—Hochalpe ist er nicht zu sehen. Im Laufnitzgraben tritt er jedoch wieder auf. Die Augengneiszone am Kern-Nordrand scheint mehr zerstückelt zu sein. (Karte!) Den liegenden Mikroklinggranit kann man besonders beim Hoyer schön beobachten.

Hoyer-Humpelgraben: 1. Augenarmer, kataklastischer Augengneis. 2. Augenreicher, kristalloblastischer Augengneis, sehr mächtig. 3. Hellgrauer, kompakter Mikroklinggranit. 1. Liegendstes, heller Granodiorit. 2. und 3. Von Quarzgängen netzartig durchzogen, die bis $\frac{3}{4}$ m mächtig sind und Mikroklinggranitschollen von maximal 30 cm Länge und 3 bis 4 cm Dicke umschließen. Lamnigraben: Hangend. 1. Augenreicher Augengneis. 2. Mikroklinggranit wechselnd mit Granodiorit, Quarzganggeäder. In Mikroklinggranit zwei dünne Amphibolitlagen, auf deren Hauptbrüchen die Hornblende reich in Meroxen umgewandelt ist. Eine magmatische Resorption dieser Amphibolite findet nicht statt. Die Meroxenbildung ist das einzige Merkmal stofflicher Beeinflussung. 3. Granodiorit und Aplite mit einem Amphibolitzug ohne Meroxenbildung! — Der Quarz- und Aplitlagen im Staringgrabeneingang wurde bereits bei den Amphiboliten gedacht. Sie gehören ebenfalls unter die Randbildungen.

Verband im Kern-Innern. Die bauchigen Bezirke zwischen den Amphibolitgruppen sind ziemlich einförmig gebaut. Extrem helle, biotitarne Granodiorite sind fladenartig in grauen, gleichmäßigen Granodiorit eingebettet. Dieser wird des öftern flaserig oder gneisartig. Wenn ausgesprochen glimmerreiche Gneise auftreten (alte Gneise?), stellen sich sofort Aplitlagen ein, wodurch eine Parallele zum Verhalten gegen Amphibolite gegeben ist.

Verband mit den Amphibolitgruppen. In den Amphibolitgruppen ist das Bild sehr bunt, da dieselben von Apliten, Quarzgängen, hellen Granodioriten injiziert werden. Die Gruppen als Ganzes stecken meist jedoch in dunklen dioritischen Kerngesteinen, welche in einiger Entfernung vom Amphibolit durch die Granodiorithauptmassen abgelöst werden. Die dunklen Kerngesteine werden von den hellen mit scharfen Grenzen durchbrochen, sind also die ältesten Kerngesteine, denen erst die hellen Granodiorite, sodann die Aplite und Restlösungen folgten.

Daher findet man in solchen Bezirken auch biotitführende Amphibolite. Endlich finden wir hier auch die merkwürdigen Aplite mit behöftem Granat und eigentümlich idiomorphen Hornblenden.

B. Die Kerngesteine in der Hülle. I. Augengneis. Hangend vom großen Augengneiszug der Kerngrenze findet man noch vereinzelte Augengneislinsen. 1. Roßbachalpe NW-Ecke, in Amphibolit gegen O rasch auskeilend, gegen W allmählich schwindend, am Kamin Terenbachalpe 1717 gegen NW noch konstatierbar. Dieser Zug wird auf der Roßbachalpe durch einen Streifen Amphibolit, Hellglimmerschiefer mit etwas Marmor, gefeldspateten Glimmerschiefer und Granodioritlagen vom Hauptaugengneiszug getrennt. Die ganze trennende Zone reduziert sich nach W im vorhin erwähnten Profil auf einen schmalen Amphibolit und Granodiorit. 2. Jägersteig Tiefsattel—Neuwaldgraben. Augengneislinse, durch Hellglimmerschiefer die Roßkogelsérie vom Hauptzug getrennt.



Fig. 7. und 8.

3. Tiefsattel O. Langgestreckte Linse in Hellglimmerschiefern, zwischen Blätter des Ochsenkogelamphibolites eingehettet. 4. Mitterberg, SÖ Wolfsgrube, in Hellglimmerschiefern, hangend Wolfsgruben Amphibolit und Serpentin. Im SO begleitet von unglaublich intensiver Quarzinjektion in Granatglimmerschiefer, der sich aus großem Granat, Biotit, Muskowit aufbaut und mit den Wildeggschiefern zu vergleichen ist. (Siehe später.) 5. Jantscher—Humpelgraben in Hellglimmerschiefern.

II. Granodiorit und Granodioritgneis. Erstgenannter begleitet fast immer in verschiedenem Ausmaße die Augengneislinsen, tritt auch wohl in dünnen Lagen in den Hellglimmerschiefern zwischen Hauptamphibolit-zug und Kern injizierend auf. Im Hangenden des erwähnten Zuges sind zahlreiche Linsen von Granodioritgneis (siehe Karte) ursprünglich intrusive Einschaltungen, heute in s (Sanders) umgestellt. Beim Zusammentreffen mit Amphibolit sind im letzteren zu beobachten: aplitische Injektionen, Faltungen und Fältelungen, Biotitführung, genau wie im Kern! Daher ist die Auffassung, daß die Granodioritlinsen Satellite des Gleinalmkerns sind, berechtigt. Ganz analog sind die Verhältnisse an der Nordgrenze des Kerns, auf der Hochalpe und im Gebiete Preggraben—Gußwerk—St. Stefan.

III. Pegmatite. Pegmatitplatten sind stets ungefähr aber nicht streng konkordant den Hüllschiefern eingeschaltet. Eine spanndicke Turmalin-Pegmatitplatte ob dem Schmucker (Mitterberg) durchsetzt schief aufs Streichen eine in Marmor eingeschaltete Schieferplatte. Im Alpengraben (Hubermühle), am Walzkogel und ob dem Gruberkreuz (Mitterberg) sieht man mannigfache Verknüpfungen von Pegmatit mit weichen Schiefnern (Fig. 7 und 8). Sehr charakteristisch ist das schwarmweise Auftreten der Pegmatite

in verschieden langen, übereinander geschalteten Platten. Primär sind sie vielleicht Füllungen vikarierender Risse, sekundär erscheinen sie tektonisch geschuppt. Beispiele: Schule Neuhof—Jud; Alpengraben—Neukam—Hubermühle, Reif—Hauenstein—Stierkreuz a. Gallmannsegg. Ihre Heimat ist der Hangendkomplex der Hüllschiefer, im Liegendkomplex (Hellglimmerschiefer) fehlen sie. Unter der hangendsten Granodioritgneislinse gibt es keine Pegmatite, über dem liegendsten Pegmatit keinen Granodiorit oder -gneis.

3. Tektonik der Sedimentalabkömmlinge.

A. Übersicht und Verteilung. Es verbleibt nunmehr ein sedimentärer Rumpf von folgendem Bau:

Untere kalkarme Serie.

1. Hellglimmerschiefer und Hauensteiner Diaphthorite sowie Almandin-disthenschiefer,

2. Chloritführende Glimmerschiefer,

3. Zoisithornbledeschiefer,

4. Marmore gering an Zahl und Mächtigkeit.

Intrusive Einschaltungen:

Orthoamphibolite mit Serpentin,

Granodiorit, Aplit.

Sonstige; Augengneis.

Obere kalkreiche Serie.

1. Chloritoidschiefer, phyllitische Schiefer,

2. Chloritführende Glimmerschiefer

3. Garbenschiefer und Paraamphibolite,

4. Marmore in großer Zahl und Mächtigkeit,

5. Plagioklasschiefer,

6. Quarzite, Glimmerquarzite, Granatglimmerquarzite,

7. Kalksilikatschiefer.

Intrusive Einschaltungen:

Pegmatite (Amphibolite?).

Die chloritführenden Glimmerschiefer beider Serien sind identendisch. Chemisch¹⁾ stehen einander sehr nahe Hauensteiner Schiefer, Almandin-disthenschiefer, Almandinchloritoidschiefer. In der unteren Serie herrschen unbedingt tonige Sedimente, in der oberen kalkig-mergellige und quarzreiche.

B. Untere kalkarme Serie. Im Gallmannsegger Kessel besitzt diese Serie die größte, allerdings auf Stauung zurückgehende Mächtigkeit. Sie ist sehr einförmig aus Hellglimmerschiefern im engeren Sinne und aus Almandin-Disthen-Stauroolithschiefern in Diaphthorose (Hauensteiner Schiefer, Tonerdesilikatgneise) aufgebaut, welche kartographisch nicht trennbar sind, die große Stauung bildet sich in Stauchfältelung ab. Die rasche Abnahme der Mächtigkeit gegen NO ist darauf zurückzuführen, daß ganze Schollen aus dem Verband gerissen und in die obere Serie eingezwängt worden sind. (Mittlerer Pockstallergraben, kleinere Schollen bei Übelbach, am Mitterberg ob dem Grüberkreuz usw.) Es mag auch eine primäre Mächtigkeitsschwankung mitspielen.

¹⁾ Lit. 16.

Die chloritführenden Glimmerschiefer, die ursprünglich vielleicht Zweiglimmerschiefer nach Art der Rappoldglimmerschiefer der Stubalpe waren, zeigen, wie bereits im petrographischen Teile betont wurde, heftigste Durchbewegung. Sie zeigen sich auch im großen als Bewegungshorizonte. Z. B. Bussardkogel Nordhang gegen 1746. Kontakt Amphibolit—chloritführender Glimmerschiefer. Amphibolit mechanisch unverletzt. Fuge zum chloritführenden Glimmerschiefer offen bis auf eine dünne Lage von Granodiorit, der Schiefer selbst intensiv durchbewegt. Ähnliches im Gallmannsegger Kessel am Kontakt der Granodioritlinsen. Amphibolitbänke und Granodiorit halten sich in der unteren Serie stets an Horizonte, die chloritführenden Glimmerschiefer, oder kleine Marmorbänke, welche oft sehr glimmerreich werden, enthalten.

Der Almandin-Disthen-Staurolithschiefer vom Tiefsattel geht gegen SW durch Pigmentverlust, Kornvergrößerung des Glimmers, Zurücktreten von

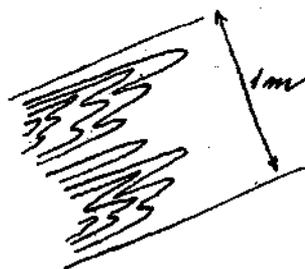


Fig. 9.

Disthen und Staurolith direkt in einen Hellglimmerschiefer im weiteren Sinn über. Ein Teil scheint unter amphibolitischer Schirmwirkung vor der Umwandlung bewahrt worden zu sein. Damit ist die Ostgrenze des Hauensteiner Diaphthoresebezirkes in einem Punkte gegeben.

C. Tektonik der oberen kalkreichen Serie. Marmore: Tektonisches Verhalten gleichartig. Charakteristisch sind große Mächtigkeitsschwankungen und serienweises Auftreten. Kein Zug läßt sich auf große Strecken hindurch verfolgen. Als Ursachen der Mächtigkeitsschwankungen ist oft Staufaltung zu erkennen. (Südl. Gallmannseggißel, Weißenstein, vord. Stagg. An Pigmentzeichnungen (Fig. 9, NO Ende der mächtigen Kapitelmarmore) erkennt man auch Internfaltung¹⁾ in Bänken geringerer Mächtigkeit. Im unteren Kapitelprofil sind Marmore Elemente von Faltenschenkeln (Fig. I im Text). Eng verknüpft sind sie mit Kalksilikatschiefern, Garbenschiefern, in welchen Kalzit gelegentlich Gemengteil in größerem Ausmaß ist, und mit Plagioklasschiefern. Der Kontakt mit diesen Gesteinen ist ein sehr inniger. Lockerer ist er mit Granatglimmerquarziten. Marmor, Plagioklasschiefer, Kalksilikatschiefer, Paraamphibolite bilden tektonische Einheiten höherer Ordnung, die voneinander durch kalkarme Gesteine: Quarzite, Granatglimmerquarzite, phyllitische Schiefer und Almandinchloritoidschiefer, sowie chloritführende Glimmerschiefer getrennt sind. Die tonigen Metamorphen unter diesen zeigen intensive, präkristalline Stauchfältelung. Die chloritführenden Glimmerschiefer aber postkristalline, von einer zweiten Kristallisation nicht

¹⁾ Heritsch.

überholte Durchbewegung! Sie sind Bewegungshorizonte, welche die einzelnen Marmorserien in Schollen trennen, die sehr ungleich hoch liegen. So z. B. liegt die Marmorserie Stagg—Wolfsgrube im Liegendsten der oberen Serie, jene vom Krautwasch im Hangendsten.

Übergänge: Paraamphibolite in Kalksilikatschiefer einerseits, in Marmore und quarzitischer Schiefer andererseits. Quarzite in Glimmer- und Granatglimmerquarzite; diese in phyllitische Schiefer, Chloritoidschiefer, Almandinschiefer, beide in Plagioklasschiefer, und diese wieder in Kalksilikatschiefer. — Insgesamt ergibt sich das Bild einer Gleitbretter-Tektonik.

Störungen und Störungslinien. Grundzug der Tektonik ist die Wölbung des Kernes. Der Scheitel verläuft SW—NO (Generalstreichen) ungefähr von der Terenbachalpe bis in den mittleren Laufnitzgraben, er bleibt stets S der Kammlinie. Um diese Achse gruppieren sich die

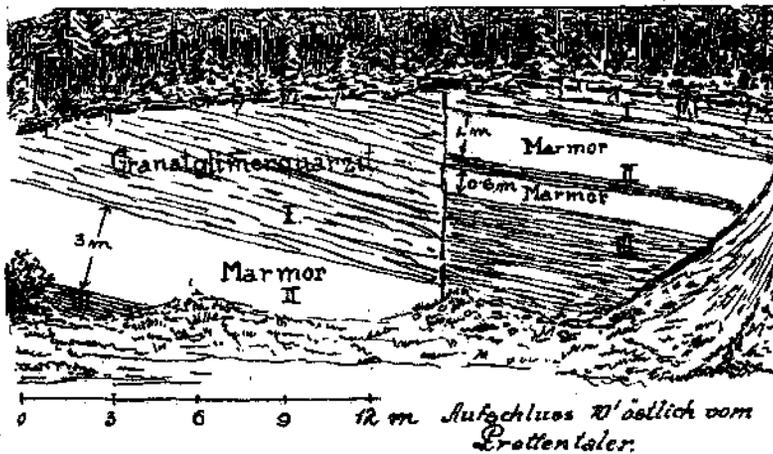


Fig. 10.

Streichrichtungen in anderen Teilen des Gebietes wie die Kraftlinien eines Stabmagneten. Kleine Verbiegungen im Streichen sind im Kern an die Gebiete starker Intrusionen in amphibolitische Massen gebunden (zum Beispiel Staringalpe, O), in der Hülle an die Umrisse der großen Amphibolitmassen (zum Beispiel Bussardkogel der Roßbachalpe, S).

Das Fallen des Südflügels der Wölbung ist allgemein steiler wie jenes des Nordflügels, in welchem auch die „Kraftlinien“ lockerer und bogiger verlaufen.

Näher studiert wurden die Störungen im Südflügel, der von einer Kern und Hülle erfassenden faltigen Knickung beherrscht wird, welche im Streichen durchaus anhält. Das Phänomen hat sich in Kern und Hülle sehr verschieden ausgewirkt. Im ersteren nämlich in Kleinfältelung und kleinen Berstungen, in der letzteren jedoch im Reissen ganzer Serien und beträchtlichen Verschuppungen.

Alle bis jetzt erörterten Erscheinungen gehören zur „Gleinalmkristallisation“ als tektonische Korrelate. Jene Gesteine, welche als Bewegungsbahnen besonders geeignet waren und die Bewegung gleichsam an sich zogen, das sind die chloritführenden Glimmerschiefer und die Hauensteiner Schiefer, erscheinen neuerdings gestört. Ihre von einer zweiten Kristallisation nicht mehr überholte Kataklyse zeigt ihr tektonisches Wiederauf-

leben: Ammeringstörungsphase. Diese Gesteine stellen innerhalb der zur Ruhe gekommenen Gleinalmkomplexe ganze streichende Störungszonen dar, die Störungserscheinungen klingen von Hauenstein an gegen NO rasch aus, daher sind auch keine größeren tektonischen Erscheinungen ihnen zuzuordnen.

Endlich kennen wir noch jüngere, SO—NW laufende Querstörungen (Brüche wie Fig. 10, Tafel I), welche schon im Paläozoikum aufsetzen. Dieser kleine Bruch beim Prettentaler gehört zu einem ganzen System, welche sich von Deutsch-Feistritz¹⁾ über Waldstein und Übelbach²⁾ bis

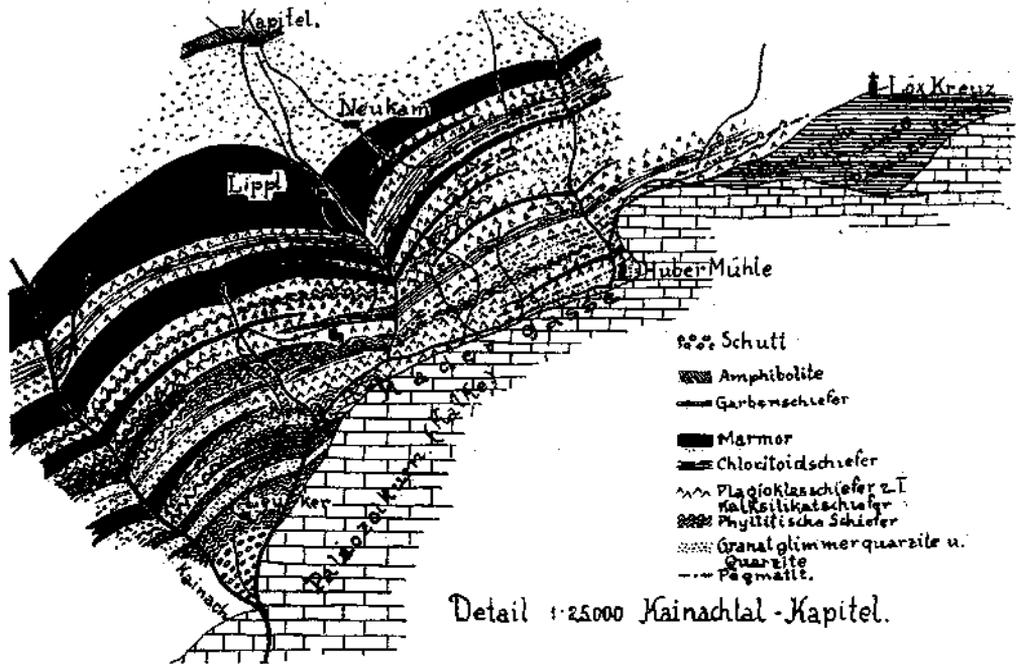


Fig. 11.

zum Jantscher in den Kleingraben hinein verfolgen lassen, woselbst der Bauer Bär auf einer solchen Spalte weißen glimmerigen Ton abbaut.³⁾ Zum Teil zeigt sich hier auch schrittweise Veränderung des Wandgesteines.

Erscheinungen an der Grenze des Grazer Paläozoikums: Das Grazer Paläozoikum tritt an das Gleinalpen-Kristallin in sehr verschiedener Weise heran. 1. Listkogel bei Übelbach: Dolomite und Sandsteine liegen diskordant über dem Kristallin. Dieses ist steil aufgerichtet (60° SO), die Grenze gegen die mit verschiedener Neigung, flacher darüber liegenden, einer Riesenbreccie vergleichbaren Kalke verläuft sehr unregelmäßig. Genau so im Kainachtal zwischen Kernsteiner und Burgstaller und bei der Hubermühle im Alpengraben, nur daß hier in den Steinbrüchen, die schon ganz an der Liegendgrenze des Kalkes liegen, die Streich- und Fallrichtungen reichsten Wechsel zeigen, und der Kalk selbst recht lebhaft an Breccienmarmor erinnert;

¹⁾ Erzvorkommen auf den Spalten!

²⁾ Herrn Berginspektor Knittelfelder verdanke ich Belegstücke und genaue Auskunft darüber.

blaugraue, marmor- bis schöckelkalkähnliche Bruchstücke von Apfelgröße durch rein weißen, zuckerkörnigen Kalkspat verkittet. Auf der Strecke Hadergasse—Löx treten Semriacher Schiefer (Diabase, Grünschiefer, tonige Schiefer) in gleicher Weise an das Kristallin. Besonders beachtenswert ist der Aufschluß beim Löx selbst, wo diese Schiefer gänzlich zerknittert und nicht wieder verkittet am Kristallin diskordant und mit fortwährendem Wechsel in Streichen und Fallen aufliegen. Der Alpengraben folgt von der Hubermühle an ungefähr der Grenze. Die Verbindung mit dem Löx (Hadergasse) ist eine tiefeingerissene Schlucht. Hier hatte offenbar das Wasser leichtes Spiel, die zerrütteten Schiefer wegzuschaffen, die heutigen Schluchtwände vom Löxsattel SW sind schon wieder festes Gestein. NO Löx, in den Schluchten der Södingbachquellen, herrschen ganz analoge Verhältnisse. Die Metamorphose dieser Semriacher Schiefer ist ausgesprochen erste Stufe (Grünschieferfazies), sowie die Erzeugnisse der Ammeringkristallisation im Kristallin bei vollständiger Diaphthorese es wären. Damit ergibt sich ein Zusammenhang zwischen Ammeringkristallisation und Kristallisation des Grazer Altpaläozoikums, sowie zwischen Ammeringstörungsphase und der tektonischen Beziehungen des Altpaläozoikums zum Kristallin. Diese Beziehung hat Freund Heritsch beim Studium des mittelsteirischen kristallinen Bogens bereits vor mir erkannt (mündliche Mitteilung). Ich bin für das Gleinalgebiet zum gleichen Schluß gekommen. (Vgl. Fig. 11.)

Erscheinungen an der Westgrenze des Arbeitsgebietes. Vom W her greifen in den Kern mächtige Zungen von Schiefergesteinen ein: Wildzaun, Stiller Schlag, Kommunitätswald. Sie lassen sich bis in den Zeltweggraben hinein streichend nach NO verfolgen. Am Wildzaun (1963 m) zwischen Lenzmaier- und Wildegkgogel: Liegend mit 50° NW fallen 10 m Orthoamphibolit, darüber 50 m Granodiorit, 3 m Granatgneisquarzit, 20 m dasselbe Gestein in Diaphthorese. Es enthält Almandin in allen Stufen bis zur vollkommenen Umwandlung in Klinochlor, zerfetzte Meroxene und Muskowite, Quarz und Oligoklas (sauer), welche beide kataklastische Adern um weniger zerdrückte Zonen bilden. Nun wieder unverletzter Granatgneisquarzit mit u. a. faustgroßen Granaten, großen Glimmern, gelegentlich Rutilen bis 2 cm Länge und 1 cm Dicke, sowie Rhätizit, dieser sehr selten. Diese Scholle ist etwa 120 m mächtig, enthält Lagen, die ganz aplitisch, und wieder andere, die ganz hellglimmerschieferähnlich sind. Im Streichen trifft man die Zone, verschmälert und stark aplitisch injiziert, knapp S vom Zehnerangergipfel. Das Ende sieht man im Zeltweggraben. Hier liegen in Granodiorit mächtige Schollen aplitischer Gesteine und Quarzgänge, welche beide mit gering mächtigen Schieferschollen vergesellschaftet sind, aus denen sie offenbar ihre Granaten und Glimmer beziehen. Keinesfalls geschieht dies durch magmatische Resorption! Es handelt sich wahrscheinlich um Einverleibung von Bruchstücken. — Stiller Schlag: Liegend Granatgneisquarzit, Granatamphibolit, hangend Granatgneisquarzit, das Ganze in Granodiorit. — Oberer Preggraben zum Kommunitätswald 1264: Liegend Granodiorit, Orthoamphibolit mit Meroxen, Granatgneisquarzit übergehend in Schiefer nach Art der

Hauensteiner Tonerdesilikatgneise. Nun sind wir aber im oberen Kerngraben an der Nordgrenze des Kerns. Es folgt hier ein System, das genau dem Hauensteiner Kessel usw. entspricht: Liegend Hellglimmerschiefer, darüber bis zum „Lackel“ Hellglimmerschiefer und chloritführende Glimmerschiefer, welchen eingeschaltet sind: zwei Tremolitserpentinlinsen mit Amphibolithülle; darüber drei Amphibolithzüge, dazwischen auch einige Granodioritlinsen (Gneis). Im weiteren Hangenden der Kraubäther Peridotitstock. — Auf Grund der mitgeteilten Befunde halten wir die Granatgneisquarzite für injizierte Hauensteiner Schiefer. Sie sind demnach Teile des Nordflügels der unteren Hüllschiefer. Die schöne Diaphthoreszone am Wildzaun, die bereits erwähnt worden ist, zeigt das Eingreifen der Ammeringstörungsphase in den Nordflügel.

Injizierende Restlösungen. Nach den normalen, feldspatreichen Apliten dringen in die mechanisch zerlegten Schiefer Lösungen ein, welche Quarz, Oligoklasalit, Turmaline, Rutil absetzen. So finden wir: gedrillte und gebogene Schörl auf einer Kluftfläche im Granodiorit vom Wildeg, der dort örtlich schiefrig entwickelt ist. — Schörl und Quarz als dünne Platten im Augengneis des Roßbachalpennordhanges. — Gänge von Quarz mit wenig Feldspat und Rutil mehrfach im Gebiet Speik, Staring, Lenzmaier. — Quarz, Oligoklasalit am Wildzaun. Daß auch Kali eine große Rolle spielt, zeigen die Augengneise und die Kluftfüllung in Amphibolit beim Brendl: Orthoklas in Adularform, jedoch trüb durch Einschlüsse glimmeriger Natur, Bergkristall, Chlorit, Hämatit nach Pyrit, Apatit. Soweit die Lösung eingedrungen ist in die Kluftwände, sind dieselben verändert: Hornblende chloritisiert, Pyrit in Roteisen verwandelt, Apatit zugewandert, nur Rutil aus dem Amphibolit unverändert übernommen.

III. Abschnitt. Geologisches Gesamtbild.

1. Art der Metamorphose.

Die Gleinalm-Kristallisation ist eine Injektionsmetamorphose in der zweiten Stufe. Ihr Kristallisationshof (Mohr) besitzt 5 bis 6 km Ausdehnung, maximal quer aufs Streichen, die Mächtigkeit beträgt 3 bis 4 km. Wahrscheinlich setzt sich der Kristallisationshof noch unter das Paläozoikum beträchtlich fort. Von den nach Goldschmidt (Lit. 19) aufgezählten Kriterien seien für unser Gebiet hervorgehoben: Steigerung des Metamorphismus gegen den Kern. Außen phyllitartige Muskowit-Chlorit-Abnandinschiefer, Chloritoidschiefer, innen Staurolith-Disthen-Almandinschiefer. Schwache Zonenstruktur (Inversion!) bei großer Kornfeinheit. Die Intrusionen wurden noch als halb oder ganz erstarrte Gesteine bewegt: Pegmatite, Gneisgranodiorite, Augengneise, zum Teil Übertritt von Alkali-Kieselsäurelösungen teils während, teils nach der Verfestigung der Intrusiva aus dem Kern in die Hüllen, in denen sie längs der Schieferung mehrere Kilometer wirksam zurücklegen können. Unsere Augengneise habe ich schon 1918 (Lit. 4, siehe unter Augengneise und Auflötung) als Gesteine mit Porphyroblasten erkannt.

Man vergleiche meine damaligen Ausführungen mit jenen Goldschmidts (Lit. 19), und man wird viel Verwandtes finden. Ich stelle mich heute unter dem Eindruck der Goldschmidtschen Arbeit über die Injektionsmetamorphose und meiner inzwischen gemachten Erfahrungen ganz auf den Standpunkt des obigen Forschers. Unsere Augengneise sind zum Teil Granodiorite, zum Teil Helliglimmerschiefer und ähnliche, welche ihre „Augen“ durch Injektion erhalten haben, ebenso wie vereinzelt auch die Pegmatite. — Gewiß braucht nicht alles, was den Namen Augengneis trägt, dieselbe Geschichte zu haben. — In Bezug auf die Alkaliverteilung in der angenommenen Restlösung wäre zu bemerken, daß sie, obgleich unsere „Augen“ ausnahmslos Mikroklinmikroperthite sind, worin sich also Kali hervordrängt, doch auch beträchtliche Natronmengen enthalten mußte. Dafür spricht nicht nur der Perthit, sondern auch der Myrmeckitgrund der Randfeldspäte der Augen, und das Auftreten von Albit-Oligoklas-Porphyroblasten in sonst nicht feldspathaltigen Schiefen, endlich die Albit-Oligoklasführung der Granatgneisquarzite.

Den Adergneisen entsprechende Bildungen gibt es im Alpengraben (Hubermühle) und am Weißensteinkamm. Es sind Tonerdesilikatgneise (Grubenmann) mit Pegmatit innig durchknetet. — Auf die in der Hülle steckenden Granodioritlinsen, ihre Verbindung mit injizierten Schiefen (Augengneise) und zugleich mit dem Kern wurde wiederholt hingewiesen. Goldschmidt hat dafür das Wort Satellit-Lakkolithen.

Es ließen sich die Parallelen mit den Ausführungen des genannten Forschers bis ins kleinste Detail treiben. Dies wird mit Rücksicht auf Raum und Kosten unterlassen.

2. Gesamtbild der Tektonik.

Vergleicht man Kern- und Hüllenprofile, so bemerkt man sogleich einen großen Unterschied. Im Kern zeigt sich eine gewaltige Wölbung, deren Scheitel auf der Linie Roßbachkogel W, bei P. 1746 N — Staringjagdhäus — Fensteralpe verläuft und immer südlich vom Hauptkamme bleibt. Die beiden Schenkel derselben sind in Falten gelegt, welche im Südschenkel die Tendenz einer Überiegung nach N, im Nordschenkel die gegenteilige Tendenz verraten. Diese Falten zeigen regelmäßig folgenden Bau im Profil: Zentral liegt ein Kern aus Granodiorit oder Quarzdiorit, daran schließt eine äußerst eng stauchgefaltete, erste Schale. Die Falten, es sind Falten höherer Ordnungen, sind aus amphibolitischem und aplitischem Material aufgebaut, die Injektionsnatur der heißen Lagen, Linsen usw. ist vorzüglich erkennbar. Nun folgt kompakter Amphibolit. Die äußerste Schale der Falte besteht aus auseinandergerissenen Amphibolitschollen ohne Stauchfältelung, schwimmend in verschiedenartigen Teig von Injektionsmaterial. Das entspricht unseren Erfahrungen und Anschauungen der Spannungs-, beziehungsweise Pressungserscheinungen beim Durchbiegen eines ursprünglich gerade gestreckten Balkens. Ich habe wiederholt und an sehr weit auseinanderliegenden Orten unseres Gebietes Amphibolitfalten mit gerissenen Sätteln gesehen. Die Ausfüllung der Risse erfolgte durch Quarz, welcher jünger ist als die apitische Injektion in

diese Falten. Mit Rücksicht auf die Häufigkeit des Auftretens von Quarzlagen und Gängen im Kerngebiete dürften diese Rißausfüllungen ebenfalls von der großen granodioritischen Intrusivmasse entstammenden Restlösung sich herleiten.

Es gibt keine untrüglichen Kennzeichen dafür, daß die Faltung des amphibolitischen Materials in magmatisch erweichtem Zustande stattgefunden habe. Es herrscht nämlich Abbildungskristallisation, welche verrät, daß vor derselben das Material sich ein Sandersches s erworben hatte.

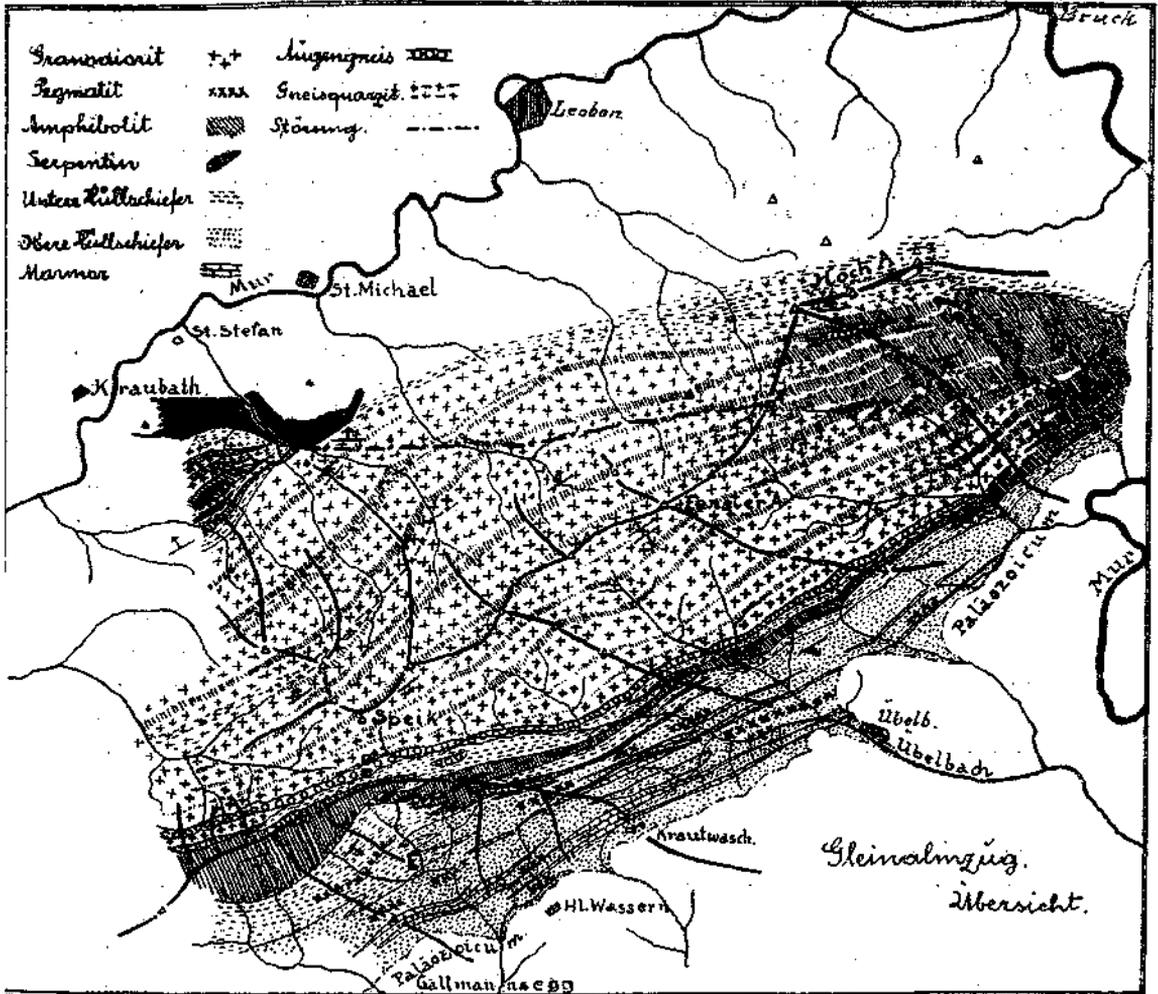


Fig. 12. Maßstab 1 : 238.500.

Halten wir uns vor Augen, daß unsere Ausführungen Orthogesteine betreffen, welche (als gabbroide Gesteine) bei ihrer magmatischen Kristallisation wohl richtungslos-körniges Gefüge besaßen, so kann die Erwerbung des s nur nach dieser magmatischen Phase und vor der Umkristallisation zu Amphiboliten stattgehabt haben. Sie fällt in unsere Bewegungsphase der Gleinalmkristallisation (α), während welcher die Intrusion der Granodiorite erfolgte. Wie die Versuche Adams¹⁾ gezeigt haben, entstehen im

¹⁾ Adams: Experimental investigation into the flow of rocks. XII. Geologen-Kongreß, S. 933—944. Siehe das Bild des Diabases, Granites und Esserites nach der Deformation.

Verlauf solcher Bewegungsphasen aus richtungslos-körnigen Gesteinen solche mit kataklastischer Schieferung und bedeutender Kornverkleinerung. Nun zeigt aber auch ein Teil der in die Amphibolite intrudierten Gesteine Kataklastose oder sogar Kataklastose mit nachfolgender Kristallisation. Diese letztere fällt mit der Amphibolitkristallisation zusammen und ist nicht etwa Diaphthorose. Daraus geht hervor, daß die Temperatur der intrudierten Massen bereits unter deren Erstarrungstemperatur lag und sie also die Amphibolitmassen nicht mehr zu erweichen imstande waren. Das Umkristallisieren erfolgte erst in der Schlußphase des Werdeprozesses unseres Gleinalmkristallins, Hand in Hand mit der postmobilen Auflötung.

Anders, nämlich viel komplizierter, verhält sich die Hülle. Auch da brachte die Bewegungsphase Faltung hervor. Das zeigen ganz unverkennbar zum Beispiel die Marmore. Allein die Faltung konnte den Spannungen und Pressungen nicht gerecht werden. Sie wich einer Tektonik nach Art der Gleitbretter. Durchbewegt wurde auch in der Hülle alles, je nach dem mineralogischen Aufbau, jedoch in sehr verschiedenem Grade. Im Verlaufe der Kristallisation entstanden hier Gesteine, die vom Standpunkt der Tektonik aus in glimmer- und chloritreiche und in glimmer- und chloritararme Gesteine zu scheiden sind. Die erste Gruppe (untere, kalkarme Serie, chloritführende Glimmerschiefer der oberen kalkreichen Serie usw.) zogen schließlich die Bewegung an sich, während die Gesteine der zweiten Gruppe (Marmore, Plagioklasschiefer, Kalksilikatschiefer, Granatglimmerquarzite usw.) sich noch vor Ende der Bewegungsphase zu verhältnismäßig starren Komplexen zusammenschlossen und die Bewegung abstießen. Sie bildeten Schuppen oder Gleitbretter, von einander getrennt durch Lagen glimmerreicher Gesteine, längs welcher sie anscheinend als Ganzes weiterbewegt wurden. Stellenweise wurden sie dabei in örtliche Staumassen der unteren kalkarmen Serie hineingezwängt (Gallmannsegger Kessel). Stellenweise gelangten Fetzen dieser unteren Serie, ganz losgerissen vom ursprünglichen Verbands, in ein höheres Niveau (Hellglimmerschieferscholle SO vom Walzkogel-Weißensteinzug). Am Ende der Bewegungsphase stellte sich auch hier eine abschließende Kristallisationsphase ein. Sie wirkte ebenso unvollkommen, wie im Kern, das heißt sie konnte auch hier nicht alle kataklastischen Züge überwältigen.

Nach Abschluß dieser Vorgänge kam von der Stubalpe her eine neuerliche Kristallisationswelle, die Ammeringkristallisation. Sie äußert sich im Gleinalmgebiete in der Diaphthoritisierung der Gesteine des äußersten Westzipfels desselben und klingt rasch gegen O aus. Daß aus den Granodioritlinsen des Gallmannsegger Kessels Meroxengneise wurden, und daß Staurolith, Disthen, Almandin Umsetzung in Muskowit und Chlorit verraten, gleichzeitig das im Gleinalmkristallin so allgemein verbreitete, reiche, kohlige Pigment verschwindet, ist auf Rechnung dieser Kristallisation zu setzen.

Nach der Ablagerung des Grazer Paläozoikums und nach Ammeringkristallisation sind abermals kleine Störungen zu verzeichnen, deren Spuren im Übelbachtale bei Zitol-Waldstein, im Arzwaldgraben, Kleintal bis zum Jantscher, Übelbachgraben heim Prettenthaler in Gestalt von Brüchen zu verfolgen sind. Sie klingen ins Kristallin hinein aus, gegen Osten zu wächst ihre Bedeutung. Ihr Verlauf ist ungefähr NW — SO

Gleinalm-Kernprofile.

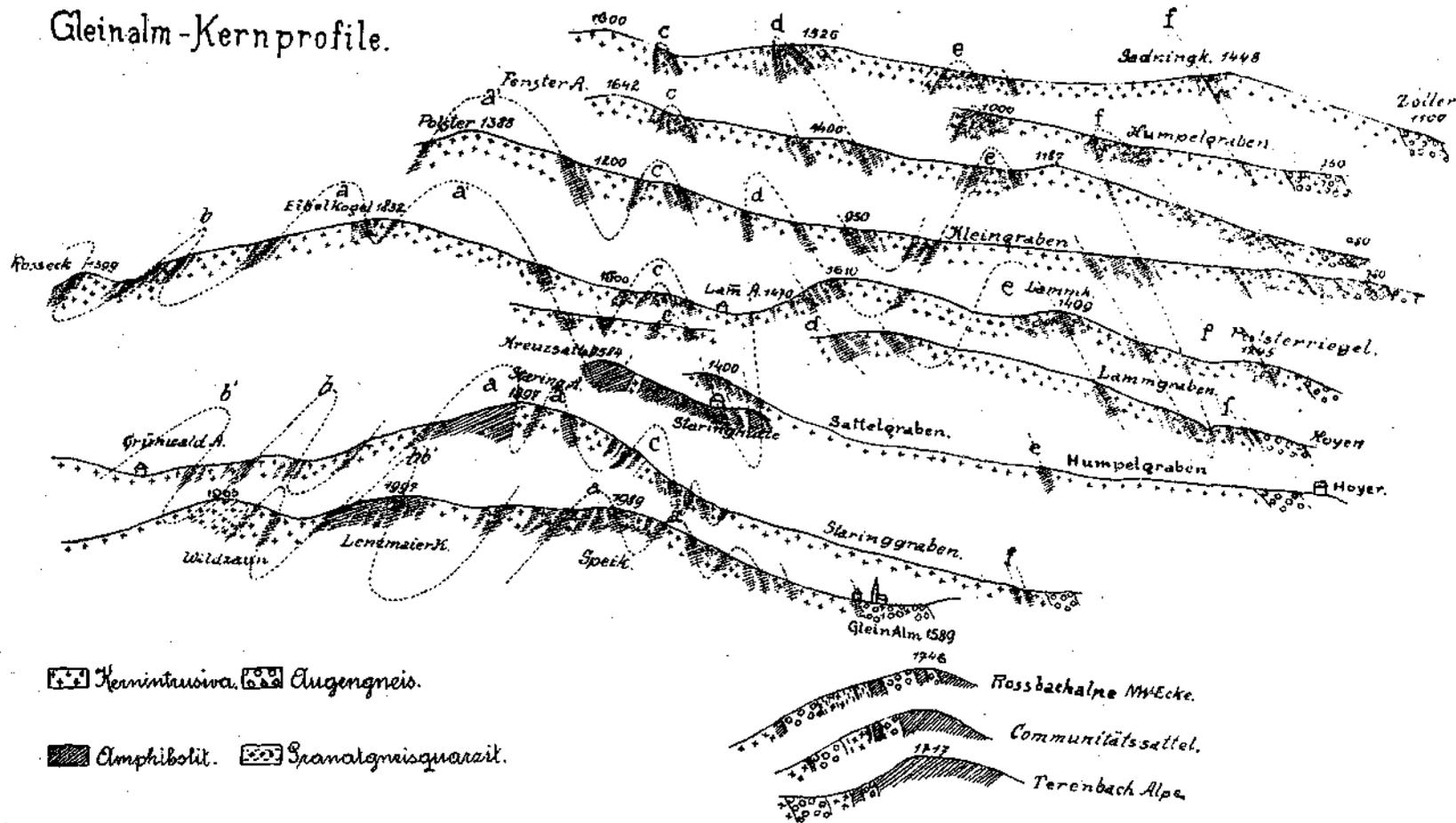


Fig. 13. Maßstab 1 : 37.300.

und ihr Auftreten in kleinen Schwärmen ist charakteristisch. Auf den Störungen liegen auch die Erzvorkommen von Übelbach, Deutsch-Feistritz usw.

3. Stellung zu den benachbarten Gebirgen. (Notiz.)

Die Gleitbrettertektonik reicht ohne Unterbrechung ins Stubalpengebiet weiter. Gegen O verhüllt das Paläozoikum das kristalline Gebirge, gegen NO zeigt sich in der Hochalpe ein mächtiges Amphibolitgebirge mit Hellglimmerschieferdecke als Ende des Intrusionsgebietes. Am Hochalmgipfel und Nordhang zeigen sich noch Satellitlakkolithen von Granodiorit und Granatgneisquarzite, besonders ersterer zeigt kataklastische Züge, teilweise auch reines WO-Streichen. Derartige Partien finden wir wieder beim Almwirt im Diebsweg und von hier aus verläuft die Grenze zwischen gestörten, kataklastischen Kern- und Hüllgesteinen im N und kataklastisch ungestörten Gleinalmgesteinen im S über ein System von Sätteln und OW-Knickungen der sonst SO-NW gerichteten Täler zum Liengl und Glatz im Zeltweggraben, wo auch der Kraubather Serpentin, beziehungsweise Peridotitstock zum Vorschein kommt. S vom Hinterleitner zeigt ein Aufschluß heftige Verfaltung von Amphibolit und Granodiorit, auch Glimmerquarzit scheint beteiligt zu sein. Vermittels dieser Faltung, die OW-Streichen besitzt und im Aufschluß einer aufrechtstehenden Ziehharmonika vergleichbar ist, taucht das feste Gebirge in die Tiefe und wird vom kataklastisch gewordenen Teil etwas überschoben. So kommt der Serpentin von Kraubath, der eigentlich in einer Hellglimmerschieferhülle steckt, jedoch teilweise aus ihr herausgequetscht erscheint, vermittels eines mechanischen Kontaktes direkt auf Granodiorit zu liegen. Das Gebiet St. Stefan, Almwirt, Hochalpe, Kirchdorf, Bruck, Leoben, St. Stefan enthält jenseits der angegebenen Grenze, also noch Bauelemente der Gleinalpe: Teile des Kernes, untere Hüllschiefer (kalkarme Serie) mit Serpentin, andererseits tritt zwischen Leoben und Bruck ein neues Gebirge auf, das sich als ein Arm der Seckauer Alpen auffassen läßt, die sich im abgegrenzten Gebiete mit der Gleinalpe scharen. Nähere Studien habe ich in jenem Gebiete bis jetzt nicht machen können. Die Arbeiten von Stiny und Schmidt¹⁾, sowie der mündliche Verkehr mit Freund Heritsch gaben mir einige Anhaltspunkte. Auch aus dem unmittelbaren westlichen Anschlußgebiet sind noch wichtige Daten zu erwarten.

Text zu den Profilen.

1. Serie der Kernprofile sind so dargestellt, daß sie von SW nach NO übereinanderfolgen. Die Buchstaben *a* bis *f* bezeichnen Rekonstruktionen von Falensätteln, welche im Streichen derselben Falte liegen. Der Scheitel des Gewölbes liegt in allen Profilen in der Region der Falten *a'*, *c*, das heißt NW von dieser Region sind die Falten im allgemeinen nach S, südwestlich davon nach N mehr oder weniger überlegt. Nach dieser beherrschenden Linie sind die Profile auch von SO nach NW orientiert und schließen im SO überall mit dem großen Augengneiszug ab. Daran schließen sich die

¹⁾ Schmidt W. Jahrbuch der geologischen Staatsanstalt 1921. 3. und 4. Heft. S. 102 ff., und Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften, Wien. Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abt. I, B. 129, 10. Heft, 1920.

2. Profile der Gleinalmschieferhülle, Taf. V, ebenfalls von SW nach NO geordnet und mit dem Augengneis als äußerste NW-Richtlinie. Die Überwältigung des Faltenbaues durch die Schuppung zu einem annähernd isoklinalen Schichtpaket tritt gut hervor. Ebenso auch die Stauung der Hellglimmerschiefer im Gallmannseggergebiet, die raschen Mächtigkeitswechsel aller Lagen, besonders der Marmore usw. Das Nähere möge aus den betreffenden Textstellen und den Karten entnommen werden.

In Anbetracht des Maßstabes mußten einzelne Details unterdrückt werden. Doch ändert dies nichts in bezug auf die Benützbareit. Die Unterdrückungen beziehen sich nämlich nur auf Marmore, Pegmatite usw. von so geringer Mächtigkeit, daß sie nur noch auf Kosten größter Verzerrungen hätten dargestellt werden können. Endlich lassen sich auch Gesteinsübergänge und unbedeutende Fazieswechsel nicht ohne solchen Aufwand von Zeichen andeuten, daß der hiedurch entstehende Vorteil der höheren Genauigkeit die Nachteile aufwiegen würde. Die Profile geben in der gewählten Form die wesentlichen Züge in genügender Weise wieder. Der Zeichenschlüssel ist den Karten möglichst angepaßt.

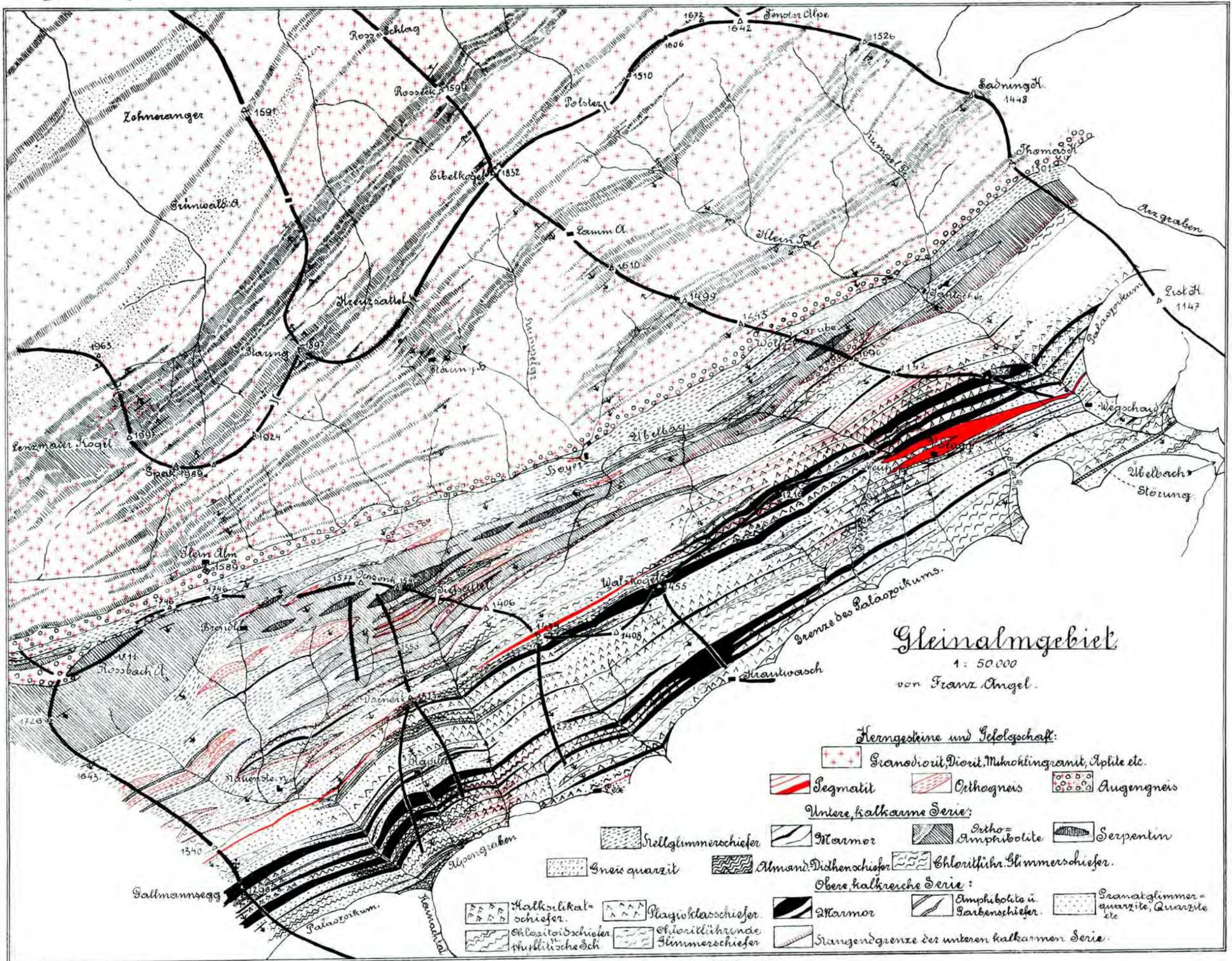
Schluß.

Die Tektonik folgt einer uralten, paläozoischen Anlage. Einzelne Züge davon sind lange Zeit Bewegungshorizonte geblieben. Die Heritsch und mir (Lit. 13, S. 8 und 9) aufgestellten Merkmale sind ausführlich belegt und diskutiert worden.

Graz, Juni 1922.

Inhalt.

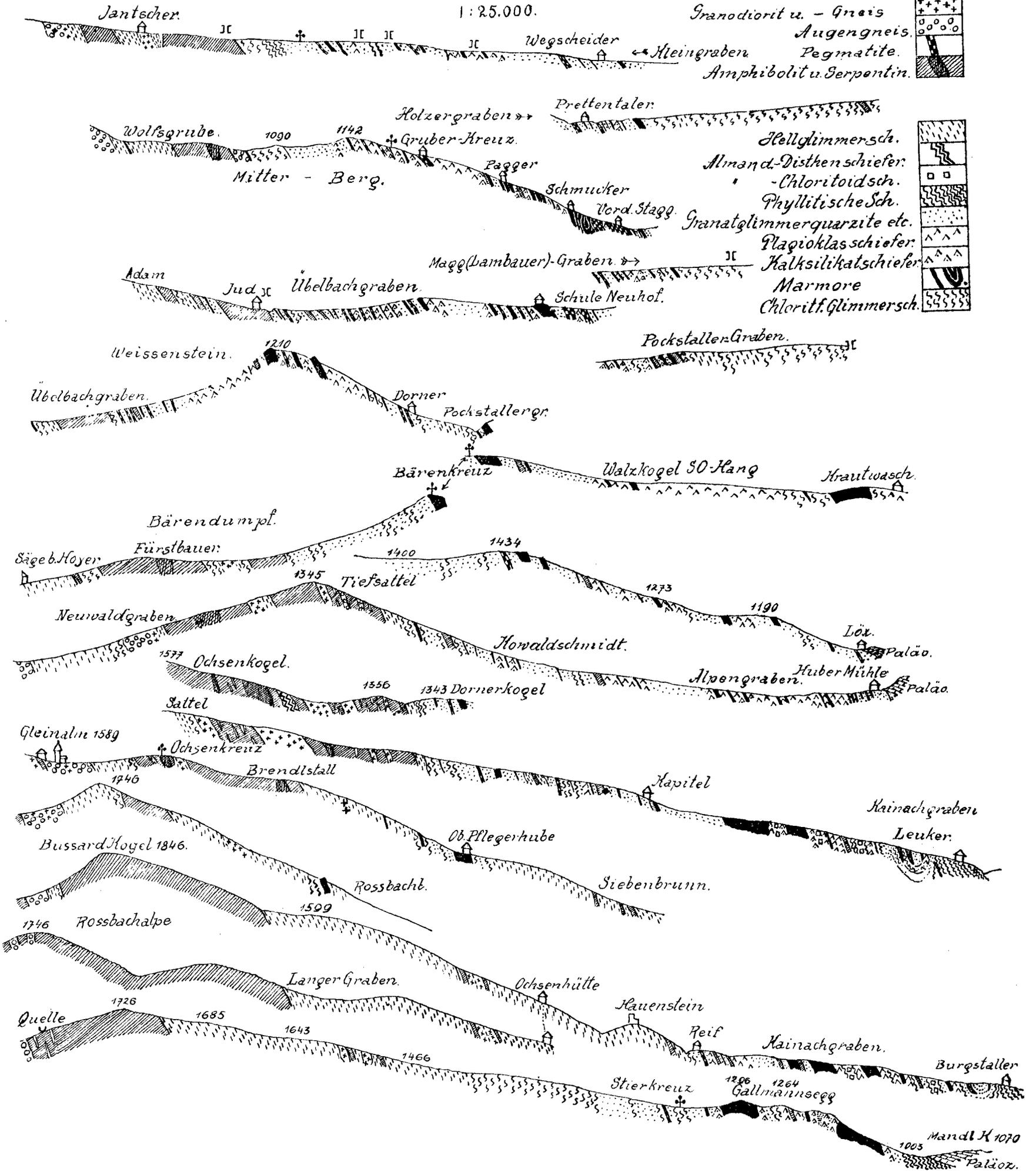
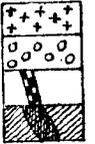
	Seite
Einleitung und Literatur	63
I. Petrographie:	
1. Kerngesteine	64
2. Basische Intrusiva	71
3. Hornblendegesteine sedimentären oder fraglichen Ursprungs	72
4. Metamorphe Gesteine mit SiO_2 Vormacht	72
5. Chloritführende Glimmerschiefer	74
6. Hellglimmerschiefer	74
7. Schiefer mit phyllitischem Habitus	74
8. Almandin-Chloritoidschiefer	75
9. Plagioklasschiefer	75
10. Kalksilikatschiefer	76
11. Marmore	77
Übersicht vom Standpunkt der Tiefenstufen und Mineralfazies	77
Übersicht vom Standpunkt der Durchbewegung aus	78
Pegmatitische Schlußphase der Gleitalkristallisation	78
II. Tektonik:	
1. Amphibolite	79
2. Kerngesteine	83
3. Tektonik der Sedimentabkömmlinge	86
III. Geologisches Gesamtbild:	
1. Art der Metamorphose	91
2. Gesamtbild der Tektonik	92
3. Stellung zu den benachbarten Gebieten	96
Schluß	97



Gleinalm-Hüllenprofile.

1:25.000.

Granodiorit u. - Gneis
 Augengneis.
 Pegmatite.
 Amphibolit u. Serpentin.



Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen.

Von Otto Ampferer.

Mit 12 Zeichnungen.

Wir haben heute die Gebirge als etwas Starres vor uns liegen, starr wohl nur im Rahmen unserer eigenen Vergänglichkeit, und doch enthält deren Struktur hin und hin unzweideutig die Spuren vielfacher lebendiger Bewegtheit aufbewahrt.

Wie reizvoll ist es nun, dieser mächtigen Leiche mit dem Ruf unseres Geistes wieder das alte Leben und die Beweglichkeit ihrer kraftvollen Glieder einzuhauchen und so eine Wiederauferstehung zu vollziehen.

Der Versuch, aus verbogenen oder zertrümmerten Gesteinsmassen auf die Vorgänge zu schließen, als deren Produkte eben diese Umformungen entstanden sind, scheint mit vielen Schwierigkeiten verbunden zu sein.

Es könnten sich einmal dieselben Umformungen aus verschiedenen Vorgängen ableiten lassen, sie könnten aus einem komplizierten oder mehreren einfachen, aber zeitlich getrennten Vorgängen hervorgegangen sein, sie könnten endlich als Haupt- oder nur als Nebenprodukte gebildet worden sein.

Sehr viel von den Formen hat bereits die Erosion zerstört. Es ist von Fall zu Fall fraglich, ob hier nicht schon so viel fehlt, daß eine wirkliche Ergänzung nicht mehr möglich ist. Bei engster Vertrautheit mit diesen Problemen verschwindet aber wenigstens in vielen Fällen die Mehrdeutigkeit, weil doch jeder dieser Vorgänge derart kompliziert ist und so viele Begleiterscheinungen notwendig in seinem Gefolge sind, daß eine Verwechslung bei voller Erfassung des ganzen Wirkungsbereiches nicht mehr möglich erscheint.

Fast regelmäßig entspringen ja die Verwechslungen nur einer allzu engen Begrenzung der Erscheinung. So sicher niemand die Gesamtheit eines Bergsturzes, eines Gletschers, eines Murganges verwechseln wird, so leicht kann man eine abgetrennte Schuttmasse für sich jedem von diesen Vorgängen zuschreiben.

Es ist also vor allem die Ausdehnung und die Fülle der Details, welche hier die beste Sicherung gegen Verwechslungen gewähren.

Für die Alpen wird heute die „Überfaltungslehre“ von dem Großteil der Geologen als die mechanische Erklärung ihres Baues angenommen.

Es ist damit in gewissem Sinne zu viel, in anderem zu wenig behauptet.

In der Form, wie sie z. B. in der neuen Geologie der Schweiz von A. Heim zur Alleinherrschaft erhoben wird, werden eine Reihe von Unstimmigkeiten verschwiegen, andere wieder völlig ihrer Bedeutung beraubt, was gewiß bei einer richtigen mechanischen Erklärung überflüssig wäre.

Andererseits enthält sie wieder, insbesondere in der sogenannten Wurzelfrage Behauptungen, welche nicht nur unnötig, sondern auch mechanisch unfolgerichtig sind.

Im folgenden möchte ich versuchen, für eine Reihe heute durch die Sorgfalt der Aufnahmen bereits genügend genau bekannter Bewegungsformen eine mechanische Ableitung zu geben.

Die Schweiz ist uns in der geologischen Erforschung der Alpen erheblich vorausgeschritten, was ich meinerseits nur rückhaltlos und für die reiche Belehrung dankbar anerkennen möchte.

Es ist daher nicht mehr als billig, für eine solche Untersuchung die prachtvollen Querschnitte zu verwenden, die jetzt durch Heims G. d. Sch. so leicht und allgemein zugänglich geworden sind. Bevor wir jedoch mit dieser Untersuchung beginnen, ist es vorteilhaft, noch einige allgemeine mechanische Überlegungen vorzuschicken.

Wenn es sich darum handelt, von einem starren Körper auf einen anderen räumlich entfernten, einen Zug zu übertragen, so benützen wir dazu eine Kette, ein Seil, eine Stange ...

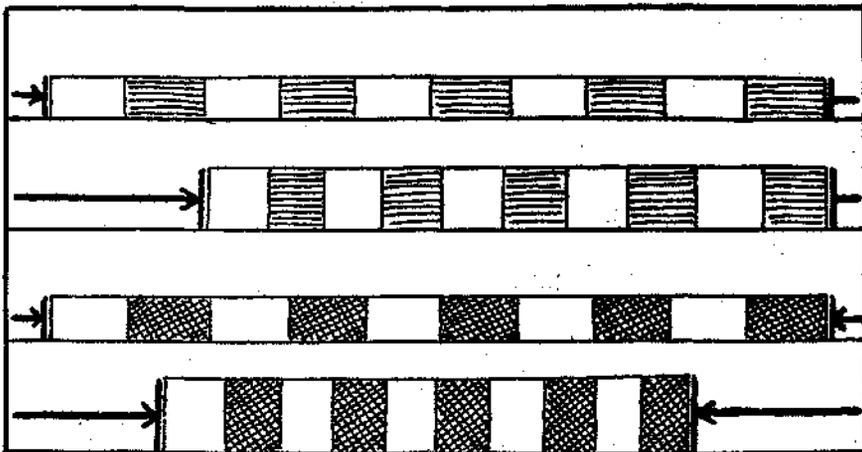


Fig. 1. Oben eine Druckkette mit einseitig vorrückendem Druck, unten eine Druckkette mit zweiseitig vorrückendem Druck.

Weil die Zerlegung in einzelne gut wahrnehmbare Glieder bei der Kette am deutlichsten ist, will ich fortan von einer Kettenübertragung reden. Niemand wird bezweifeln, daß man mit Hilfe einer Kette nur einen Zug übertragen kann, der die Kette selbst noch nicht zerreißt.

Ebenso wird man nicht bezweifeln, daß die Leistungsfähigkeit der Kette, wenn ihre einzelnen Glieder verschieden fest sind, von dem schwächsten Gliede abhängen wird.

Es ist nutzlos, noch so viele starke Glieder einzuschalten, sie werden alle durch die Schwäche eines einzigen Gliedes wertlos gemacht.

Der übertragene Zug prüft mit höchster Strenge alle Glieder durch und findet mit Sicherheit die schwächste Stelle heraus, auch wenn wir sonst kein Mittel hätten, dessen Schwäche zu erkennen.

Auch für die Übertragung von Druck oder von Drehung kann man sich der Ketten bedienen, nur müssen ihre Glieder etwas anders eingerichtet sein.

Hier interessiert uns vor allem die Übertragung von Drucken.

Auch für eine Druckkette (Fig. 1) gilt das Gesetz, daß man mit ihrer Hilfe keine Drucke übertragen kann, welche die Festigkeit der Kette selbst übersteigen.

Immerhin ist hier insofern eine Einschränkung zu machen, als eine Druckkette nach Ausquetschung von einem oder mehreren Gliedern durch fortdauerndes Nachrücken des Schubes wieder geschlossen und weiter übertragungsfähig gemacht werden kann. Dadurch unterscheidet sich eine Druckkette von einer Zugkette, welche einmal gesprengt durch dieselbe Kraftanordnung nicht mehr geschlossen werden kann. Die Druckkette mit ihrer strengen gegenseitigen Abhängigkeit von Glied zu Glied veranschaulicht uns in einer sehr klaren Weise die Beziehungen, wie sie innerhalb eines ein- oder zweiseitigen Pressungsgebirges herrschen müssen.

Man kann kein Glied herausnehmen oder auch nur verändern, ohne damit nicht auch die Nachbarglieder, ja die ganze Druckkette in Mitleidenschaft zu ziehen.

Machen wir nun die Annahme, daß in unserer Druckkette (Fig. 2) schwächere und festere Glieder miteinander abwechseln.

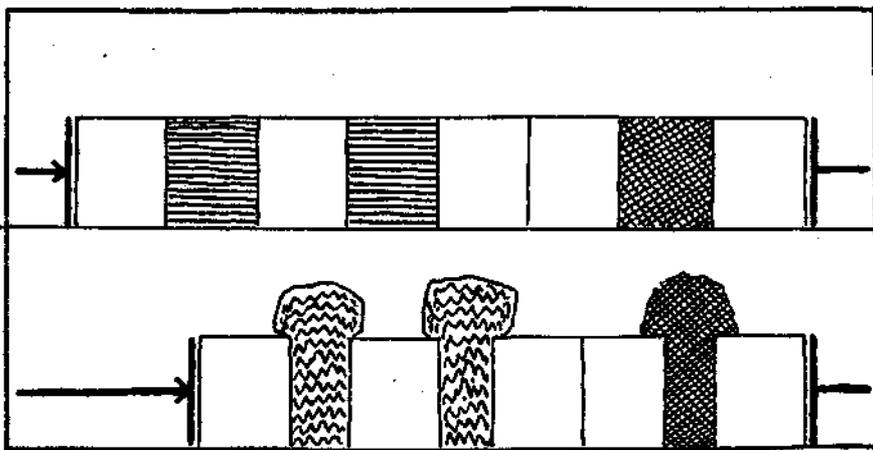


Fig. 2. Druckkette mit ungleich festen Gliedern. Bei stärkerer Pressung tritt Verfaltung von geschichteten und Zertrümmerung von ungeschichteten Gliedern ein.

Versuchen wir nun mit dieser Kette Drucke weiterzuleiten, so geht dies anstandslos bis zu einer Höhe, welche die Festigkeit des schwächsten Gliedes eben noch nicht erreicht.

Beim Überschreiten dieser Festigkeitsgrenze vermag das betreffende Glied seine Form nicht mehr zu behaupten und es tritt ein Ausweichen aus der Pressungszone, am leichtesten senkrecht zu derselben ein.

Ist das Material faltbar, so werden wir hier beginnende Faltung bemerken oder es fängt an ihrer Stelle Zertrümmerung an.

Im allgemeinen tritt durch Zertrümmerung oder Faltung eine so erhebliche Schwächung des Kettengliedes ein, daß erst mit der Ausquetschung oder der Hochfaltung die Druckübertragung wieder voll geschlossen erscheint.

Steigt der Druck noch weiter an, so kommen nun die nächstschwachen Glieder mit Zertrümmerung oder Faltung an die Reihe.

Wenn wir an beiden Enden unserer Druckkette gleichlaufende Manometer einschalten und eine einseitige Druckübertragung stattfindet, so bemerken wir erst ein allmähliches Ansteigen des Druckes auf der Erregerseite, das sich, solange die Kette gut funktioniert, auch auf die Empfängerseite überträgt.

Im Moment der beginnenden Zerbrechung oder Faltung eines Gliedes sinkt die Druckübertragung und die Manometer verlieren von ihrer Spannung. Rückt der erzeugende Schub aber entsprechend nach, so kann sich nach einiger Zeit die Druckkette wieder schließen und die alte Spannung oder noch eine höhere erreicht werden.

Diese Anordnung der Druckkette zeigt zunächst, daß bei einer Verbindung von schwächeren und stärkeren Gliedern unbedingt zunächst die schwächeren zerdrückt oder verfaltet werden, wogegen die festeren ihre Form noch zu behalten vermögen.

Weiter zeigt sich, daß beim Vorhandensein einer Ausweichgelegenheit gegen oben die schwächsten Stellen einer solchen Druckkette am höchsten emporgepreßt werden.

Durch eine solche Hochpressung oder Engfaltung ist es auch möglich, eine neue Verfestigung zu erreichen, die sogar die Wiederaufnahme der vollen Druckübertragung gestatten kann.

Was geschieht nun aber, wenn in einer Druckkette die einzelnen Glieder recht verschiedene Höhen haben? (Fig. 3).

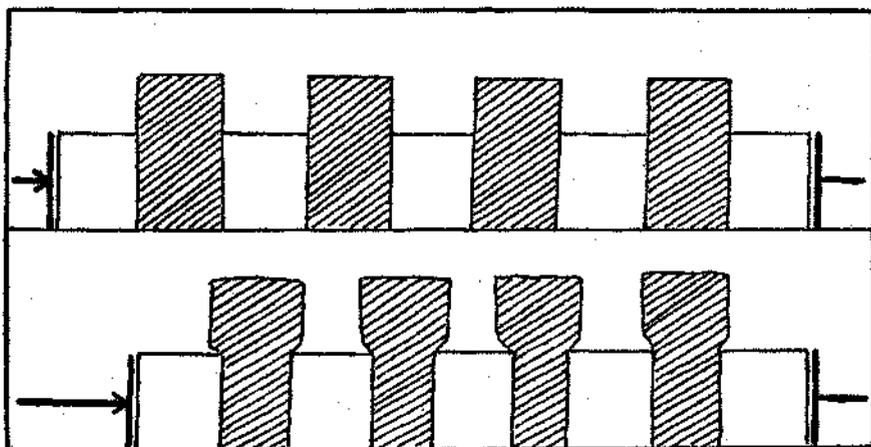


Fig. 3. Druckkette mit ungleich hohen Gliedern. Bei entsprechend starker Pressung weichen die vorragenden Glieder nach oben hin aus.

Hier bildet sich anschließend an die niedrigsten Glieder eine untere geschlossene Druckkette aus, aus der sich einzelne höher aufragende Teile mehr minder weitgehend entziehen.

Überschreitet der Druck die Festigkeit einzelner Kettenglieder, so ist es möglich daß die aufragenden, nicht eingespannten Oberteile noch ihre Form zu bewahren vermögen, während vielleicht ihre Unterteile bereits zermalmt oder verfaltet werden. Es wäre auch möglich daß sich z. B. in den so eingespannten Unterteilen eine deutliche „Druckschieferung“ entwickelt, die sich dann in den nicht eingespannten Oberteilen teilweise oder ganz verliert (Fig. 4).

Die Druckkette mit höheren und niedrigeren Gliedern ist unmittelbar mit einer Faltungszone vergleichbar. Hier bilden die Sättel und Mulden die jeweils verschieden hohen Glieder.

Will man eine solche Faltenkette als das Ergebnis einer Pressung, also einer geschlossenen Druckleitung verstehen, so muß man auch zugestehen, daß z. B. ein Weiterwachsen von Falten durch eine

Vereinigung mehrerer benachbarter Falten für diesen Mechanismus ausgeschlossen ist.

Es sind in einer derartigen Druckkette die aufragenden Sättel zu einem großen Teil aus der Druckspannung befreit. Es ist daher nicht möglich, durch Steigerung des Druckes die bereits entspannten Teile wieder in die Hochspannung hineinzuziehen.

Bei weiterer verstärkter Pressung werden nur die Mulden noch enger, die Sättel noch höher werden. Niemals aber werden aus den Mulden Sättel und aus den Sätteln Mulden gemacht werden können.

Ein vorläufiges Endziel einer solchen Preßfaltung wird mit der Senkrechtstellung aller Schichtglieder erreicht.

So zeigt sich, daß im Rahmen einer geschlossenen strengen Druckleitung die einzelnen Falten für sich Elemente und Eigenheiten sind, die beim Fortgang der Pressung zwar mannigfach deformiert, aber nicht ineinander übergeleitet werden können.

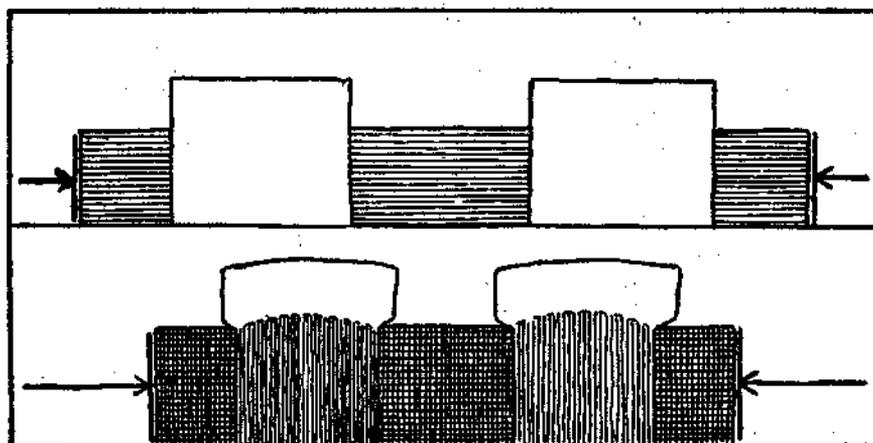


Fig. 4. Druckkette mit ungleich hohen Gliedern. Bei starker Pressung heben sich die aufragenden Teile heraus, während im Bereiche der geschlossenen Druckkette „Druckschieferung“ auftritt.

Es ist also schon die erste Faltenanlage gleichsam für das ganze weitere Faltenleben entscheidend, indem dadurch die gehobenen und gesenkten Räume abgeteilt werden.

Die weitere Entwicklung liegt nun im Rahmen dieser ersten Gliederung der Bereiche, die fortan einen eigenen Haushalt zu führen haben und nicht mehr wesentlich gegeneinander verschoben werden.

Ein Beweis, wie sehr jede so entstandene Falte Individuum ist und bleibt, liegt in dem häufigen Auftreten von verdünnten Mittelschenkeln und verdickten Umbiegungen. Aus mehreren derartig ausgestatteten Nachbarfalten müßte durch Vereinigung zu einer größeren Falte wohl das Bild von Fig. 5 hervorgehen, daß kaum zu finden ist.

Daher ist es nicht so einfach, etwa aus vielen klein angelegten Falten durch Drucksteigerung allmählich eine große Falte herauszubilden. Innerhalb einer Druckkette ist aber andererseits die Anlage einer sehr weit gespannten Großfalte auch wieder nicht zu erreichen.

So kommen wir zu dem Ergebnis, daß große einheitliche Falten nicht im Rahmen einer geschlossenen Druckkette zustande kommen

können. Nun ist jedoch an der Existenz von großen Liegfalten nicht zu zweifeln.

Also müssen sie anderer mechanischer Abkunft sein. Legen wir uns einmal die Frage vor, was zu tun wäre, um eine solche liegende Riesenfalte zu bauen.

Es müßte zunächst ein geeignetes Baumaterial in großer Menge, ein genügend weiter Bauraum, entsprechende seitliche Unabhängigkeit sowie eine genügende Baukraft vorhanden sein. Was das Baumaterial betrifft, so ist klar, daß für eine derartige Faltung nur wohlgeschichtetes Material, nicht etwa große ungeschichtete Granitmassen oder Kalk- und Dolomitstöcke zu brauchen sind. Auch ein bereits früher durchfaltetes, Gesteinsmaterial ist für eine so lebhafte Durchbiegung unbrauchbar, weil seine alten querlaufenden Strukturen außerordentlich störend wirken würden.

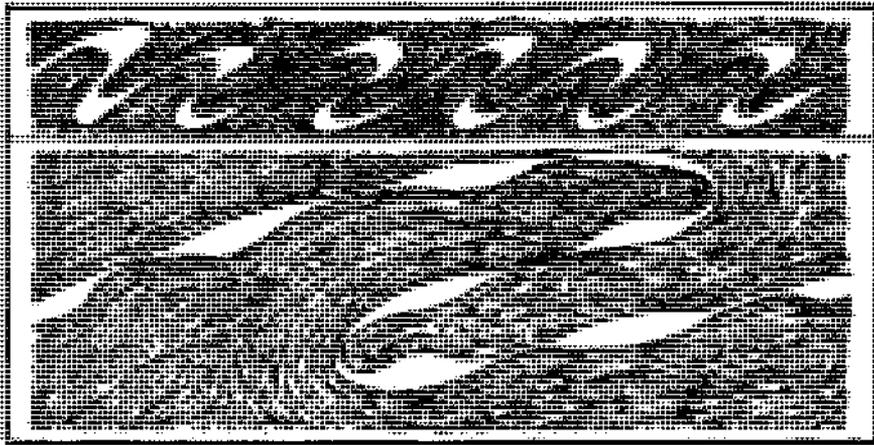


Fig. 5. Die große untere Falte soll aus einer Vereinigung der oberen Kleinfaltenreihe entstanden sein. In einer solchen Liegfalte ist dann das einfache Verhältnis von verdünnten Schenkeln und verdickten Umbiegungen nicht mehr möglich.

Man kann hier die Gesetzmäßigkeit aussprechen, daß zwar für Schubmassen häufig altgefaltetes Material Verwendung findet, für liegende Falten jedoch nicht.

Das geeignetste Material bieten hier entweder mächtige Meeres-sedimente oder reiche vulkanische Serien.

Der Bauraum ist wenigstens zu einem sehr großen Teil ja schon mit dem Ablagerungsraum gegeben, da ja unser Bauwerk an Ort und Stelle seiner Sedimentbildung errichtet werden soll.

Die weitgehende seitliche Unabhängigkeit kann nur entstehen und eingehalten werden, wenn es gelingt, das Bauwerk der Einspannung in den allseitigen Druck und Zusammenhang des Erdgewölbes zu entziehen.

Dies setzt eine Ablösung vom Untergrund und in einer Richtung wenigstens auch von der seitlichen Umgebung voraus.

Von der Baukraft wissen wir nur, daß sie entsprechend groß sein muß, um die ganzen Gesteinsmassen heben und falten zu können. Mit diesen Vorbereitungen ist aber noch nicht alles getan.

Wie wir wissen, gelingt es nicht, die normal festen Gesteinsschichten in freiem Zustande ohne grobe Zerbrechung zu biegen.

Daher müssen wir unser ganzes System erst unter den entsprechenden Druck setzen und wahrscheinlich auch höhere Temperaturen und den Zusatz von reichlichen Lösungen verwenden, um vollkommene Überfaltungen erzeugen zu können.

Die Unterdrucksetzung bringt übrigens ja schon an und für sich eine Erwärmung hervor, sofern man dazu nicht gerade das kalte Wasser eines tiefen Meeres heranzieht.

Wie groß übrigens der Druck sein muß, bis eine halbwegs glatte Biegung der Schichten ohne grobe Zerbrechungen gelingt, ist derzeit nicht genauer bekannt.

Wahrscheinlich genügt bereits die Überlagerung einer etwa 3 km mächtigen Gesteinsdecke. Die Erwärmung wäre hier ungefähr 100°, immerhin schon Siedetemperatur des Wassers.

Aus diesen Überlegungen ergibt sich zunächst mit Notwendigkeit die Folgerung, daß eine heute irgendwo im Gebirge freiliegende Überfaltung nur unter einer solchen Deckschubmasse (dem *Traineau écraseur* Termiers) entstanden sein kann, somit hier das Profil noch um eine solche Schubmasse reicher gewesen ist. Weiter ergibt sich auch daraus, daß in unserem Alpengebäude z. B. nicht Überfaltungsdecken, sondern nur Schubmassen das Hangende gebildet haben können, was bei den Konstruktionen der Nappisten häufig nicht beachtet wird.

Um nun den ganzen so vorbereiteten Mechanismus in Tätigkeit zu versetzen, ist es nötig, ein entsprechend großes Stück der Erdhaut vom Untergrund abzulösen und in Bewegung zu bringen.

Der Motor dazu kommt aus dem heißen Erdinnern und soll uns hier nicht weiter in Anspruch nehmen.

Die Umformung der Innenbewegung in eine Außenbewegung geschieht am einfachsten durch Herauswölbung eines Sattels und Absenkung einer entsprechend breiten und tiefen, in der Bewegungsrichtung vorgeschalteten Mulde.

Damit ist bereits eine weitgehende Ausschaltung aus dem Spannenrahmen des Erdgewölbes erreicht und damit die Möglichkeit zur Entwicklung der großen einseitigen Bauformen gegeben.

Im weiteren Fortschritt der Herauswölbung zerreißt dann der Sattel an seiner einseitigen Biegung bis in jene Tiefe hinab, in welcher bereits Biege- und Fließfähigkeit aufzutreten beginnt. So kann beim Zusammentreffen mehrerer günstiger Umstände die Bedingung zur Entstehung von großen Liegfalten gegeben sein.

Die abgespaltene obere starre Deckschicht setzt ihre Wanderung fort, wobei die tieferen Schichten förmlich zu langen Walzfalten umgewandelt werden.

Durch diese Umwandlung erlangt das ganze System ein hohes Maß von Beweglichkeit, das natürlich dann zu besonderer Entfaltung kommt, sobald sich in der Schubrichtung etwa noch ein die Bewegung förderndes Gefälle einstellt. Wir halten also zunächst folgende innere Zusammengehörigkeit von Einzelakten zu einem großen mechanischen Vorgang fest.

Es entsteht als Reaktion des warmen motorischen Erdinnern auf die träge Erdhaut eine mächtige Senkung und Hebung, beide einander mit betonter Einseitigkeit zugeordnet.

Als Weiterbildung dieser Einseitigkeit bildet sich eine tief ins Erdinnere hinabgreifende Bewegungsbahn herans, an der in den Alpen das südlichere Gebiet über das sinkende nördliche in Bewegung versetzt wird.

Bei dieser Bewegung verhält sich nun die oberste starre Zone wesentlich anders, als die tieferen plastisch formbaren Massen. Es scheidet sich eine Mechanik von starren, oberen Schubmassen von einer tieferliegenden Zone, in welcher eine Wirbelmechanik zur Ausbildung gelangt.

In dieser Zone können sich je nach den lokalen Verhältnissen eine große oder mehrere kleinere sich ablösende Walz- und Rollfalten bilden, welche zugleich dem oberen starren System eine große Beweglichkeit verleihen.

Eine Steigerung dieser Erscheinungen ist zu erwarten, wenn sich Schubrichtung und Gleitgefälle gegenseitig unterstützen.

Die Schubkraft ist dabei natürlich immer so groß, daß sie auch ein entgegengerichtetes Bahngefälle wohl zu bewältigen vermag.

Für die Bildung dieser Falten wird hier also nicht eine Einspannung in eine Druckleitung, sondern eine Wirbelbewegung herangezogen, welche entsteht, wenn in einem bewegten Schichtsystem die hangenden oder die liegenden Schichten in der Bewegungsrichtung vorausseilen.

Betrachten wir diese Verhältnisse genauer, so erkennen wir, daß bei einem Vorausseilen der Hangendschichten (Fig. 6) eine Einrollung entstehen muß.

Es bildet sich eine Walze oder eine Nudel mit mehr minder horizontaler Achse heraus, die trotz vielfacher Ähnlichkeit keine Falte im früheren Sinne mehr ist.

Sie unterscheidet sich wesentlich von der früher beschriebenen Falte, da sie die Möglichkeit eines ungehemmten Wachstums in sich trägt, sofern sich nur die günstigen Bedingungen dafür lange genug erhalten und nicht eine Ablösung durch eine andere Walze dazwischen greift. Für diesen Mechanismus ist die Erzeugung von Liegfalten aller Dimensionen keine Schwierigkeit und ihre Ausmaße hängen nur von dem mehr oder weniger günstigen Zusammenwirken der Begleitumstände ab.

Aus dem Drehsinn der Walzfalten kann man die Richtung der vorausseilenden Hangendbewegung oder der zurückbleibenden Liegendbewegung mit Sicherheit erschließen.

Mit diesem Drehsinn der Walzen ist aber auch noch eine Tendenz zur Hebung oder Senkung der gebildeten Faltenstirnen verbunden (Fig. 6).

Die Falten, welche durch ein Voreilen der Hangendmassen entstehen, müssen sich, ihrer inneren Struktur folgend, gegen abwärts krümmen und so versuchen, sich in den Untergrund einzubohren.

Umgekehrt werden Walzfalten, welche durch ein Voreilen des Untergrundes entstehen, sich nach aufwärts zu krümmen versuchen.

So ergibt sich bei dieser mechanischen Ableitung der Roll- oder Walzfalten nicht nur die Möglichkeit zu ausgiebigem Wachstum, sondern auch ein mit der erzeugenden Bewegung streng verbundener Drehsinn und damit weiter eine Tendenz zur Senkung oder Hebung der gebildeten Faltenstirnen.

Außerdem braucht man das Liegen dieser Falten nicht erst durch ein besonderes Umbiegen zu erklären, weil es vom Anfang an ihre natürliche Stellung war.

Es liegt auf der Hand, daß dieser Mechanismus für jegliche Änderungen der Geschwindigkeiten, der Richtungen, der Bahnneigungen, der Reibungen, der Temperaturen, der Löslichkeiten, der ganzen Materialbeschaffenheit eine hohe Empfindlichkeit besitzt. Wir werden daher auch von den Produkten dieser Mechanik eine große Buntheit und eine lebhaftige Gestaltung, also gleichsam „hochnervöse Zonen“ zu erwarten haben.

Während das Endziel aller einfachen Pressungsmechanik in einer Senkrechtstellung der gefalteten Schichtglieder, also einer höchst simplen Anordnung besteht, ist hier eine unübersehbare Mannigfaltigkeit von

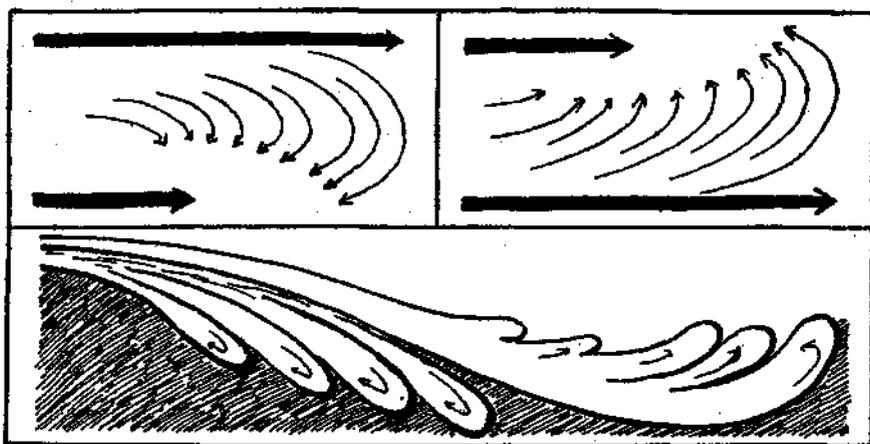


Fig. 6. Die zwei oberen Schemen sollen einerseits die Wirbelbildung zwischen ungleicher Hangend- und Liegebewegung, andererseits die jeweils auf- oder absteigende Tendenz der Rollfalten veranschaulichen. Das untere Schema zeigt eine geteilte Bewegungsmasse. Im unteren Teil eilen die Hangendmassen voraus, im oberen dagegen bleiben die Hangendmassen zurück.

Formen ermöglicht, wobei auch die einzelnen Elemente viel lockerer miteinander verbunden erscheinen.

Für die Pressungsfaltung wird man im allgemeinen Einförmigkeit der Formen und langes Ausharren in der Streichrichtung als charakteristisch ansehen können.

Für die Walz- und Fließfaltung wird im Gegenteil eine buntbewegte Formenwelt und große Unregelmäßigkeit im Streichen bezeichnender sein. Während eine Faltung im Pressungsrahmen des Erdgewölbes wohl nur eine Ausweichmöglichkeit nach oben besitzt, ist bei der hier betrachteten Walzfaltung ein Ausweichen fallweise nach allen Richtungen möglich.

Es wird in einem derart bewegten, also gleichsam strömenden Schichtsystem gewiß nicht nur in vertikaler, sondern wohl auch in horizontaler Richtung Wechsel in der Geschwindigkeit zu gewärtigen sein.

Während der erstere die ursprünglich horizontalen Schichten zu Walzfalten umformt, verbiegt und deformiert der letztere die Achsen dieser Walzen.

Eine regelmäßige weithin streichende Walze kann sich nur entwickeln, wenn dieselbe eine ungefähr horizontale und geradlinige Achse hat. Verbiegt sich diese Achse indem z. B. die seitlichen Teile etwas gegen die Mitte zurückbleiben, so kann neben der Einrollung, und zwar senkrecht dazu, ein starker Zug auftreten, welcher zu einer Längsstreckung der Walzfalte führt.

Eine solche Achsenverbiegung kann ebensogut auch nach auf- oder nach abwärts eintreten. An und für sich wäre ja auch Streckung der Achse bei einem Geradebleiben derselben denkbar. In Wirklichkeit ist dies aber gewiß nur ein seltener Ausnahmefall.

In allen Fällen wird, wenn eine solche Verbiegung zugleich zu einer Verlängerung der Walzenachsen führt, senkrecht zur Einrollung Zerrung und Streckung auftreten müssen.

Führt die Verbiegung zu einer Verkürzung der Achse, so wird umgekehrt eine Verdickung des Walzenkörpers herbeigeführt werden.

Da in den Alpen im allgemeinen die Bewegung aus einem engeren Bogen in einen weiteren hinausströmt, so wird man hier dementsprechend auch vorherrschend eine Streckung der Walzfalten zu erwarten haben.

Eine solche Streckung von Walzen ist z. B. in den westlichen Tauern von B. Sander sehr anschaulich und eingehend geschildert worden. Sie geht hier mit einem lebhaften Achsengefälle von O nach W zusammen.

Die Streckung kann von den größten Dimensionen bis zu ganz kleinen herab sich entwickeln.

Das Auftreten einer so ausgesprochenen Streckung senkrecht zur Einrollung ist ebenfalls wieder ein untrügliches Anzeichen einer freibeweglichen Ausbildungsweise.

Im Rahmen einer geschlossenen Druckleitung ist ein derartiges seitliches Ausweichen unmöglich. Es kann daher eine Streckung vorzugsweise nur in der Richtung der Faltung, also senkrecht zu der Faltenachse, zur Entwicklung kommen (Fig. 7).

Bisher haben wir in unserem Bewegungssystem vor allem mit der Ungleichheit von Bewegungen gerechnet und ihre Folgewirkungen abzuschätzen versucht.

Es ist noch zu bedenken, daß auch eine Ungleichzeitigkeit von Beginn und Ende einer Bewegung zu ähnlichen Wirkungen leiten kann. Kommt z. B. in einer bewegten Masse die Unterlage früher zum Stillstand als ihre Hangendmasse, so wird dadurch an eine früher vielleicht gleichmäßige Bewegung noch eine nach unten gekrümmte Einrollung angeschlossen.

Das Umgekehrte tritt ein, wenn die Hangendzone früher zum Stillstand kommt als die Liegendmassen. Hier wird wieder eine aufsteigende Krümmung zu erwarten sein.

Auch bei Ungleichzeitigkeit des Beginnes der Bewegung werden ähnliche Wirkungen zu verzeichnen sein.

Ein weiterer tiefgreifender Unterschied zwischen der Pressungs- und der Walzfaltung kommt dadurch zur Geltung, daß bei der ersteren die Verbindung von Mulde und Sattel eine notwendige und regelmäßige ist, während dies für die letztere nicht mehr gilt. Eine Walzfalte kann

sich allein einrollen und von ihrer einstigen Fortsetzung vollständig abreißen. Es ist besonders bei lebhafter Fließfaltung, also in Gebieten wo Gefälle und Bewegung sich gegenseitig unterstützen, sogar recht wahrscheinlich, daß sich die einzelnen Walzen voneinander losmachen und bis zu einem gewissen Grad gegenseitig unabhängig werden können.

Daher ist es auch ein vergebliches Beginnen, die Reste von solchen Walzen etwa zu geschlossenen Faltenzügen zu ergänzen und anzunehmen, daß zwischen denselben körperliche Verbindungen bestanden haben.

Hier stellt, wie B. Sander mit Recht betont hat, häufig keine abgetragene Masse, sondern nur eine Bahnfläche die Verbindung zwischen zwei so getrennten Formelementen dar.

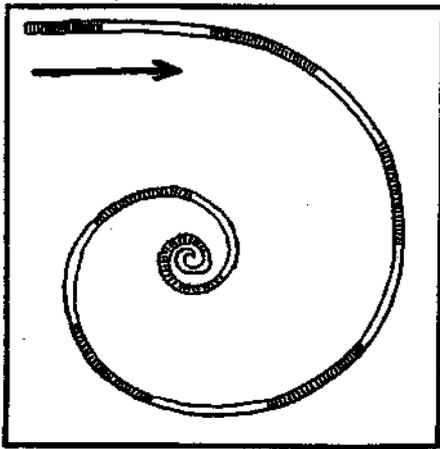


Fig. 7. Übergang der Bewegung aus einer weiter gekrümmten Bahn in eine immer engere.

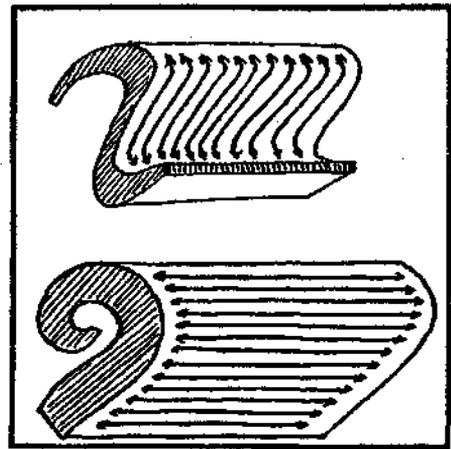


Fig. 8. Das obere Schema zeigt die Anordnung der Zerrung in einer durch Pressung im Spanrahmen erzeugten Falte. Die Zerrungen stehen hier zur Faltenachse senkrecht. Das untere Schema zeigt die Anordnung der Zerrung in einer durch Einrollung erzeugten „Faltennudel“ wenn eine Verlängerung der Nudelachse eintritt.

Wer die Gebilde eines derartig freibeweglichen Schiebens, Wälzens und Fließens im Sinne einer Pressungsmechanik miteinander verbinden will, der bringt nicht nur einen fremden Stil in dieses Bewegungssystem hinein, er wird auch zu geradezu ungeheuerlichen Ergänzungen und damit zu ebenso großen Gebirgsabtragungen verführt, für die sich rings um die Alpen keine sedimentären Kredite auftreiben lassen.

Bei lebhafter Fließbewegung ist auch die Möglichkeit eröffnet, daß bei einer Einrollung Teile aus einem Bogenstück mit größerem Krümmungsradius auf einen solchen mit erheblich kleinerem hineingedrängt werden.

Dies hat zur Folge, daß hier scheinbar eine raschere Umdrehung erfolgt, weil eben dieselbe Geschwindigkeit auf eine enger gekrümmte Bahn verlegt wird. Diese Erscheinung (Fig. 8) ist bei Wasserwirbeln oft prachtvoll ausgebildet.

Bei der Übertragung auf bewegte Gesteinsmassen kann man natürlich nur mit einer vielfach geringeren Geschwindigkeit und viel höheren

Reibung rechnen. Immerhin zeigen sich nicht selten hiehergehörige Erscheinungen, indem wir z. B. einer Einrollung begegnen, die von einer weiten Krümmung rasch auf eine engere übergeht.

Bei diesem Übergang erkennen wir nun eine sonst ganz unmotivierte, überaus lebhaft verschlungene und Verwickelung, welche eben der Ausdruck dieser auf enggekrümmte Bahn übertragenen Bewegung ist. Hier sind sogar mehrfache Umdrehungen möglich.

Nach diesen Ausführungen über die liegende Walzzone haben wir uns noch etwas näher mit der Struktur der oberen Deckschubmassen zu beschäftigen. In einer Deckschubmasse ist, wenigstens solange sich nicht einzelne Teile losreißen und abgleiten, eine geschlossene Schubleitung (keine Einspannung) vorhanden. Die hinteren Teile dieser Schubmasse müssen die vorderen schieben.

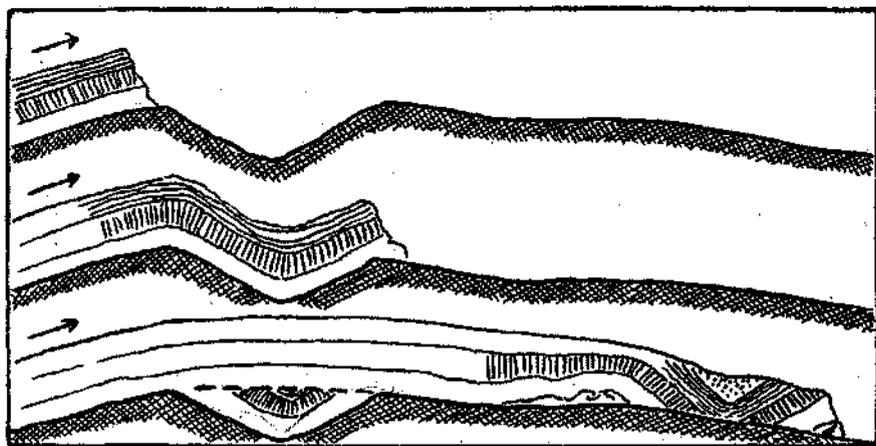


Fig. 9. Vormarsch einer Schubmasse über ein Relief. In der schematisch angedeuteten Talfurche bleibt ein Teil dieser Schubmasse infolge großer Reibung liegen und die hinteren Teile rücken darüber vor. An der Stirne der Schubmasse entsteht so eine „Mulde ohne Sohle“.

Es wird daher von der Stirne der Schubmasse nach rückwärts innerhalb derselben während der Bewegung ein steigender Druck sich einstellen müssen.

Zerreißt diese Schubleitung, so werden eben die vorderen Massen liegenbleiben und die hinteren steigen über dieselben empor.

So kann es sehr leicht dazu kommen, daß sich eine ursprünglich einfache Schubmasse zu einer mehrfachen verschuppt.

In den nördlichen Kalkalpen ist diese Art von Mechanik geradezu herrschend.

Während bei der intensiven Umfaltung in der liegenden Walzzone alte Strukturen verlorengehen, kann eine Deckschubmasse solche weit hin ziemlich unverändert, beinahe wie ein Gletscher seine erratischen Steine verfrachten.

Durch verfrachtete altgepreßte Gneismassen kann z. B. wie in der Silvretta . . . leicht der Anschein eines autochthonen Massivs hervorgerufen werden.

Für die Ausgestaltung einer Schubmasse ist weiter die Neigung, Unregelmäßigkeit und Reibung der Schubbahn von großer Bedeutung.

Im aufsteigenden Teil der Bahn kann es bei entsprechender Reibung . . . wohl dazu kommen, daß Teile der Liegendzone abgeschert werden und zurückbleiben.

Dies ist auch eine Erklärung für die Abschrägungen und Fehlzonen (Fig. 9), wie wir sie in dem Strukturbild von Schubmassen häufig treffen.

Nachdem sich z. B. solche Abschrägungen an der ganzen Südgrenze der nördlichen Kalkalpen einstellen, so muß auch diese Grenze bereits einen weiten Weg zurückgelegt haben.

Versuchen wir nun, mit diesen Hilfsmitteln den in Fig. 10 vorgelegten Querschnitt durch die Westalpen zu untersuchen.

Es ist dieser Querschnitt eine verkleinerte Kopie aus der Geologie der Schweiz von Albert Heim, der durch seine Übersichtlichkeit und Klarheit für eine solche Betrachtung seiner Mechanik besonders geeignet erscheint.

Der Bequemlichkeit halber habe ich diesen Querschnitt in eine Reihe von Stücken zerlegt, die jeweils durch ihre innere Struktur als Zusammengehörigkeiten sich leicht begreifen und abgrenzen lassen.

Damit soll nicht behauptet sein, daß diese mechanischen Einheiten bei noch genauerer Einsicht und Prüfung nicht noch weiter zerlegbar sind.

Eine erste Übersicht ergibt sofort die Zerlegung in Gebiete mit Pressungstektonik und in solche, die lediglich Absenkung oder Fließtektonik erkennen lassen.



Schematisierter Querschnitt der Schweizeralpen vom Jura zur oberitalienischen Ebene.

Fig. 10. I = Altgepreßte Masse des Schwarzwaldes mit Juraecke.

II = Senkraum der Molasse.

III = Flysch samt Walzfalten und Deckschubmassen.

IV = Altgepreßte Masse des Aarmassiv — tertiäre Überwältigung.

V = Simplonzone — Gneistauchfalten.

VI = Zone von Jvrea — Hauptförderzone.

VII = Altgepreßtes Gneisgebirge samt Südalpen-Trias-Kreide.

VIII = Senkraum der oberitalienischen Ebene.

In der Kette bedeuten: Zickzacklinien = Pressungszonen, horizontale Striche = Senkungszonen, Nichtfaltung, vertikale Pfeile = Hauptmassenförderung, schräge Pfeile = Fließ- und Walzfaltung. Mit Ausnahme von VII und VIII sind alle anderen Zonen durch schräge oder vertikale Schubbahnen voneinander getrennt.

Die Möglichkeit einer solchen Zerlegung lehnt bereits die vielfach vertretene Meinung ab, daß die Alpen als ein Gebilde der direkten Erdkontraktion, also als eine geschlossene Druckkette aufzufassen sind.

Das Nebeneinander von gepreßten, geflossenen, gesenkten und ungefalteten Zonen ist mit einer solchen Ableitung vollkommen unvereinbar.

Bei näherem Zusehen wird der Gegensatz zu einer geschlossenen Druckkette noch viel schroffer.

Es ist nämlich von jenen Zonen, die für eine Pressungsmechanik zunächst in Betracht kommen, sicher noch ein sehr, sehr großer Teil gar nicht auf Rechnung der tertiären Gebirgsbildung zu setzen, sondern von viel älterer Herkunft.

Dies ist sowohl bei den sogenannten autochthonen Massiven (die wohl auch keine sind), wie in dem altkristallinen Gebirge an der Südseite der Alpen der Fall, wo wir prachtvolle Profile besitzen, welche eine Senkrechtfaltung dieser Gneisgebiete sowie eine Einebnung vor der Auflagerung der Trias sicherstellen.

Außer dieser paläozoischen Faltung kann aber auch noch Kreidefaltung in diesen Massiven stecken, so daß für die jungtertiäre Faltung auch in diesen Räumen kein hoher Prozentsatz mehr übrigbleibt. Ebenso überraschend ist auch die weitere Feststellung, daß gerade die höchst aufragenden Teile des Profils aus den festesten Gesteinen, die tiefliegenden dagegen ausnahmslos aus viel weicheren Massen bestehen.

Dabei hat die Erosion ohnehin von den harten Aufragungen viel mehr entfernt, als von den weichen Senkungszonen. Es war also das ursprüngliche Verhältnis ein noch schrofferes. Das ist geradezu eine Umkehrung der mechanischen Verhältnisse, wie sie in einer geschlossenen Druckkette aus einem Nebeneinander von festen und weichen Gliedern hervorgehen müßte.

Hier hätten wir zwischen den altgefalteten festen Gneismassen unbedingt eng und hoch gefaltete Zonen von weicheren Schichten, wie z. B. Bündnerschiefer, Flysch und Molasse zu erwarten.

Es ist keine derartige Anordnung vorhanden und wir schließen, daß die tertiäre Gebirgsbildung nicht aus einer Zusammenpressung und Einspannung in dem Rahmen des Erdgewölbes hervorgegangen sein kann.

Einen weiteren schönen Beweis für diese Behauptung, welche wohlgemerkt noch lange keine Ablehnung der Erdkontraktion an sich bedeutet, liefern uns die zwei prachtvollen Freifließzonen, von denen die eine im Norden des Aarmassivs liegt, die andere die Tauchdecken der Simplonzone umfaßt.

Die Fließ- und Walzfaltenzone an der Nordseite des gewaltigen Aarmassivs gehört nicht nur zu den schönsten, sondern auch zu den mechanisch klarsten Gebieten der ganzen Alpen.

Zugleich besitzen wir von diesem Gebiete eine Reihe von ausgezeichneten modernen Darstellungen, an denen man sich gerne erfreut.

Wir finden hier teilweise in gigantischen Ausmaßen die von uns für eine Steigerung der Fließtektonik geforderten Verhältnisse, also eine hohe Schwelle, welche von großen Schubmassen überschritten wurde, eine tiefe Mulde, in welche diese Massen herabgleiten konnten. Wir

finden auch die Forderung erfüllt, daß die Walzen nur unter schweren Schubmassen entstehen können, wir sehen die Walzen im Sinne der Überschiebung ihre Stirnen in die weiche Unterlage pressen, wir sehen aber auch das Aufbränden der Walzfalten, wenn die Bewegung in den unteren Massen die oberen überholt.

Es ist hier nicht der Ort und Raum, um auf die prächtigen Beispiele einer unerhört lebendigen und anschaulichen Fließtektonik näher einzugehen.

Jedenfalls ist aus diesen von den Schweizer Alpengeologen muster­gültig erforschten Profilen eine hohe Summe von Belehrung ausgegangen, die niemand entbehren kann, der sich für die Mechanik der Erde näher interessiert.



Fig. 11. Kombination einer Schwelle aus altgepreßten Gesteinen mit einer von jungen Schichten erfüllten Senkzone. Durch Schiebung wird eine große Gesteinsmasse auf diese Schwelle gehoben und gleitet von da in die Senkzone herab. Dabei bildet sich der Liegendteil zu Walzfalten, der Hangenteil zur Deckschubmasse aus.

Wenn sich vielleicht auch innerhalb der sedimentären Alpen kaum mehr eine Zone von derartiger Lebhaftigkeit und derartigem Schwung der Gestaltung findet, so haben wir doch eine große Reihe von ähnlichen Gebieten, die sich von hier aus sehr gut beleuchten lassen.

Das Charakteristische bleibt, daß eine große Gesteinsmasse über eine Schwelle geschoben wird und von dort nun vielleicht selbsttätig in einen Senkungsraum binabgleitet. Dabei bilden sich in den tiefen plastischen Abteilungen des großen Schubkörpers eben jene Einrollungen und Walzfalten heraus, die wir schon früher beschrieben haben.

Aus den Ostalpen sind sie vor allem aus den Lechtaler Alpen bekanntgeworden.

Auch hier stimmt ihr Auftreten streng mit den obigen mechanischen Forderungen überein. Sie sind hier in eine gewaltige, langgedehnte Kreidemulde von S hereingeschoben und stecken nun als Tauchfalten kopfüber in den Kreidemergeln.

Hierher gehören die Zimba, die prächtigen Tauchfalten des Spuller­alpkopfs, der kühne Zahn der Rockspitze, der Stanzkogel, Malatschkopf, Feuerspitz-, Freispitzgruppe. . . .

Die Überlagerung durch eine hangende Schubmasse ist entweder wie in der Freispitz- und Feuerspitzgruppe noch unmittelbar, wenn auch nur in letzten Restchen zu sehen oder es ist diese Schubmasse unmittelbar benachbart im Norden der Tauchfalten noch erhalten. Diese Aufschlüsse sind nicht nur für die innere Zusammengehörigkeit der verschiedenen Bewegungsakte, sondern auch für ihren Umfang sehr belehrend.

Wir erkennen, daß die lebhaft verschlungenen und gewundenen Walzfalten nach oben nicht als Faltendecken wer weiß wie weit hin zu ergänzen sind, sondern daß sie in einer schräg darauf liegenden Deckschubmasse ihren natürlichen Abschluß finden (Fig. 11).

So gewiß es ist, daß z. B. die Walzfalten der Freispitzgruppe unter einer vielleicht noch 3 *km* dicken Schubmasse gebildet wurden, von der heute nur eine kleine Felsmasse am Gipfel der Rotplatte noch übrig ist, ebenso sicher haben die darunter liegenden Walzfalten eben durch diese Schubmasse ihren natürlichen Abschluß gefunden.

Dagegen ist der Schluß nicht sicher, daß hier wirklich eine 3 *km* dicke Schubmasse abgetragen wurde, weil diese Schubmasse ja noch weiter gewandert sein kann.

Walzfalten und Deckschubmasse gehören notwendig zusammen und bilden einen mechanischen Organismus, den man nicht auseinanderreißen kann.

Aus den Walzfalten kann man unmittelbar auf eine zugehörige Deckschubmasse schließen, während man aus einer Schubmasse nicht mit gleicher Sicherheit auf darunter liegende Walzfalten schließen kann. Für die große Kreidemulde der Lechtaler Alpen wäre übrigens ein Fernbezug dieser Tauchfalten schon deshalb unnötig, weil sie aus denselben Gesteinsserien bestehen, die auch Bestandteile dieser Mulde sind.

Man hat hier den Eindruck, daß diese Schichten durch eine höhere Deckschubmasse (Krabachjochdecke) von einer Aufwölbung abgeschert wurden, die damals unmittelbar südlich der heutigen Kreidemulde angeschlossen war.

Weiter ostwärts werden die Beispiele für eine solche Mechanik seltener.

Die schönen gewalzten Faltungen des Sonnwendgebirges sind heute wohl verständlich, nachdem es sich gezeigt hat, daß hier die Inntaldecke noch darüber gegangen ist.

Auch am Ostende der nördlichen Kalkalpen finden sich noch hiehergehörige Erscheinungen auf welche ich, wenn ihre Untersuchung abgeschlossen ist, noch einzugehen habe.

Infolge der Niedrigkeit des Gebirges und seiner tiefen Bewaldung sind jedoch diese Gebiete nicht annähernd mit der Anschaulichkeit der Lechtaler- und der Schweizer Alpen ausgestattet.

Kehren wir nun wieder zu unserem Alpenquerschnitt zurück.

Wir haben den Zusammenhang zwischen Walzfalten und Deckschubmasse sowie die Steigerung in der Lebendigkeit der Tektonik gerade an jenen Stellen erkannt, wo die Schubbewegung mit einem abfallenden Gefälle der Schubbahn sich verbindet.

Es ist also die Häufigkeit und gute Entwicklung von liegenden gerollten Falten in den Alpen vor allem an der Nordseite von großen Schwellen zu suchen.

Unwillkürlich legt man sich weiter die Frage vor, haben die Walzfalten, welche heute an der Nordseite des Aarmassivs liegen, ihre Gestaltung im wesentlichen erst beim Abgleiten von dieser Schwelle erhalten oder wurden sie schon als fertige Gebilde über dieses hohe Joch herübergeschoben.

Es ist dies mit anderen Worten die wichtige Frage, ist die Struktur der Liegfalten im Norden des Aarmassivs im wesentlichen durch Abgleiten von dieser Schwelle erklärbar oder enthalten diese Walzfalten daneben auch Formelemente, welche bereits auf früheren Wegstrecken ihrer Bildung entstanden sind.

Man muß hier also zwischen Strukturen, die in der Nähe geprägt wurden, also einheimischen, und solchen, die aus einer anderen Prägestätte hieher verschleppt wurden, also fremden, wohl unterscheiden.

Die Beantwortung dieser wichtigen Frage ist nur dem genauen Kenner dieser Gebiete auf Grund sorgfältiger Vergleiche der Strukturen möglich und muß somit den Schweizer Geologen überlassen bleiben.

Ich habe aber den Eindruck aus ihren Profilen, daß doch ein sehr großer Teil der Formelemente mit einer solchen Gleitung unter schwerem Deckdruck bereits erklärbar ist.

So erscheint mir z. B. der Bau der Säntisdecke wohl so ziemlich restlos aus einer solchen Gleitung ableitbar zu sein.

Der von Arnold Heim verwendete Ausdruck „Brandung der Säntisdecke am Nagelfluhgebirge“ scheint auch mir den Bewegungssinn dieser Gesteinsmassen glücklich auszudrücken.

Während es so gut gelingt, in den absteigenden Teilen der großen Gesteinsbewegung die beobachteten Formen mit den theoretisch geforderten in Übereinstimmung zu bringen, ist es mit den aufsteigenden Teilen nicht so günstig bestellt, weil hier die Beobachtung viel weniger Anhaltspunkte liefert.

Die Hebung der Gesteinsmassen auf die Schwellen kann nur durch innere Energie der Erde besorgt worden sein.

Man kann aber fragen, haben wir hier eine Hebung an aufsteigenden Schubbahnen oder wird dieselbe, wie z. B. A. Heim will, durch gewaltige Auf- und Auspressungen von Überfalten erreicht. Wir haben uns bereits gegen die letztere Annahme entschieden und rechnen also nur noch mit einer Hebung an Schubbahnen.

An der Südseite des Aarmassivs kommen wir in den Bereich der Rhonetalzone, die von C. Schmidt schon vor längerer Zeit als „Narbe“ bezeichnet worden ist.

Wir finden keine Fortsetzung der reichen helvetischen Zonen mehr, es stoßen hochmetamorphe Bündnerschiefer unmittelbar an die Gneismassen des Aarmassivs.

Wir haben eine gewaltige „Fehlzone“ vor uns und es kann sich wohl nur fragen, wurde hier ein breiter Schichtstreifen versenkt oder wurde derselbe vollständig aus seinen Angeln gehoben.

Heute stößt eine großartige Senkungszone im Süden an das Aarmassiv, die mit Bündnerschiefern gefüllt ist, in welche die mächtigen Tauchfalten der Simplonzone eingewickelt erscheinen.

Diese überaus interessante Senkungszone ist wieder für sich eine so vollständig geschlossene mechanische Einheit, daß man sie unmöglich etwa als Fortsetzung der Walzfaltenzone im Norden des Aarmassivs nehmen kann. Daher müssen diese Schubmassen entweder zwischen Aarmassiv und Simplonzone oder erst südlich von der letzteren gefördert worden sein.

Mir scheint eine Heraushebung aus der Rhonetalnarbe näher liegend und leichter begreiflich. Allerdings ist man gezwungen, diese Heraushebung ihrerseits wieder von der Simplonzone überdecken zu lassen, was aber der ganzen großen Nordüberflutung wohl entspricht.

So kommen wir nun zur Simplonzone selbst, einem Gebiete, dessen hochkomplexe Struktur erst verhältnismäßig spät in ihrem ganzen Umfang erkannt worden ist.

Eine riesige Arbeit ist hier von den Schweizer Hochgebirgsgeologen geleistet worden, man denke nur z. B. an die heroischen Anstrengungen, mit denen E. Argand das gewaltige Eisgebirge der Dent Blanche-decke einer klaren Vergeistigung unterwarf.

Zunächst ist wieder die Ähnlichkeit mit der Walz- und Fließtektonik an der Nordseite des Aarmassivs unverkennbar.

Treten wir näher, so ergeben sich jedoch wichtige Unterschiede. Zunächst ist der Materialunterschied auffällig.

Die Liegfalten bestehen vor allem aus Gneisen, wenig Trias ist stellenweise mitverwendet.

Die Hüll- und Füllmasse zwischen diesen Gneisfalten bilden riesige Massen von hochmetamorphen Bündnerschiefern, deren Altersumfang noch immer unbekannt geblieben ist.

Jedenfalls ist der Gegensatz zwischen den aus festen Gneisen . . . gebildeten Liegfalten und ihrer weichen Hüllmasse ein außerordentlich großer. Betrachten wir die Alpen in ihrer Gesamtheit, so sehen wir, daß in denselben Gneise und Granite in riesigen Massen als Baumaterial in Verwendung stehen. Von diesem Material sind wieder sehr große Teile alte, senkrecht gepreßte Massen, andere junge, ungeschichtete, wenig oder gar nicht durchbewegte Granitlakkolithen, wieder andere endlich ausgedehnte vielfältige Liegfalten, wie in der Simplonzone und in den Tauern. Die Gneiswalzfalten der Simplonzone sind sowohl im Süden wie im Norden von mächtigen Zonen von altgepreßten Gneisen begleitet. Diese Vertikalpressung ist bereits vortriadisch. Wenn die vorliegenden Zeichnungen und Beschreibungen richtig sind, zeigen nun die Gneiswalzfalten der Simplonzone eine dieser jungen Faltung bis in alle Feinheiten folgsame Struktur. Das heißt, entweder wurden zu diesen Walzfalten früher ungefaltete Gneise verwendet oder es ist die altgepreßte Vertikalstruktur bei der Umformung so gut wie restlos verlorengegangen (Fig. 12).

Die erste Annahme ist höchst unwahrscheinlich.

Das letztere ist nur denkbar, wenn eine regionale Umkristallisation die alten Querstrukturen ausgelöscht und eine den neuen Bewegungen genau folgsame Neustruktur ermöglicht hat.

Es würde sich dieser Vorgang ungefähr mit dem decken, was B. Sander vom Schlibbild aus als ein „Überdauern der Teilbewegungen durch die Kristallisation“ beschrieben hat.

Außerdem kommt noch die Annahme ernstlich in Betracht, daß wir es hier mit Intrusionen zu tun haben und also ein Vergleich der Simplonzone mit dem Bergeller- und Adamellogranit näher liegt als mit altgepreßten Gneismassiven.

Die Granitmassen ersterer Massive sind als Intrusionen in eine im wesentlichen in Ruhe befindliche Gebirgsmasse vollauf verständlich.

Wären aber diese Intrusionen in eine in Bewegung und Überrollung befindliche Gesteinsmasse hinein erfolgt, so hätten sich ähnliche Bewegungsformen ergeben müssen, wie sie heute in der Simplon- und Tauernzone offen vor unseren Augen liegen.

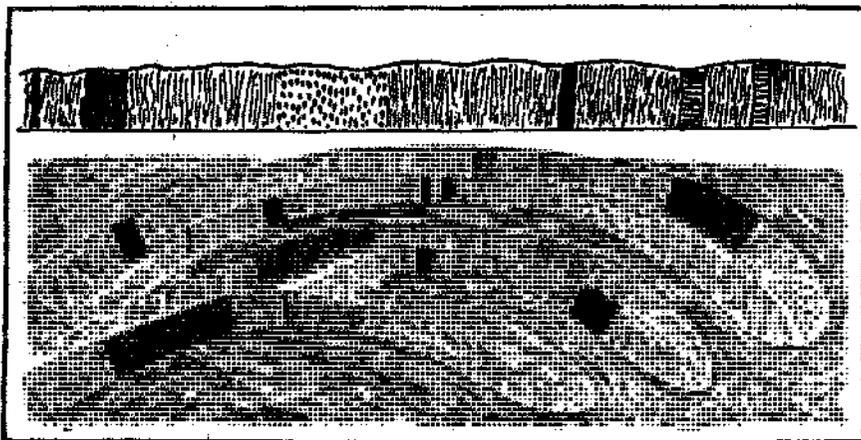


Fig. 12. Das obere Schema soll ein altgepreßtes Gneisgebirge mit Eruptivmassen und paläozoischen Schichten vorstellen. Das untere Schema bildet die Struktur von Liegfalten ab, die aus einem solchen Material umgefaltet sein sollen.

Durch das Einpressen von flüssigem Gesteinsbrei zwischen bewegte Schichten erhält das ganze System eine ungeheuer gesteigerte Beweglichkeit. Es werden ja auch die angrenzenden festen Schichtmassen durch vorherige Versenkung und innere Reibung gleichsam tektonisch vorgewärmt. Diese Vorwärmung ermöglicht natürlich auch für die Intrusionen ein viel längeres Plastischbleiben als wenn solche heiße Massen relativ rasch in die kalten obersten Teile der Erdrinde gelangen. Es wird dies gewiß auch auf den Verlauf der Kontaktwirkungen einen wesentlichen Einfluß üben. Eine solche tektonische Vorwärmung ist vor allem in tiefen Senkungszonen wahrscheinlich.

Als solche ist auch das Gebiet der Bündnerschiefer zu verstehen, als eine langsam tiefsinkende, reichsedimentierte Zone mit großer Wärmespeicherung. Möglicherweise sind schon die zahlreichen Grünschieferlagen auf Intrusionen zurückzuführen, die jedoch in eine rubig lagernde Sedimentmasse erfolgten und deren Massenförderung eine bescheidene war.

Wenn reichliches Magma in ein ruhiges Schichtsystem eingepumpt wird und hier mit der Gewalt einer riesigen hydraulischen Presse wirkt, so entstehen die gewöhnlichen, mehr oder minder symmetrischen Lakkolithformen. Wirkt jedoch die Einpressung zwischen Schichtmassen, die sich

in einseitiger Bewegung befinden, so wird das Magma in diese Bewegung hineingezogen und dementsprechend umgeformt.

Gehen die Hangendschichten rascher als die liegenden, so wird die Magmazonne dazwischen zu einer Rollfalte umgeformt, die ihre Stirne nach abwärts zu krümmen strebt.

Laufen die Liegendschichten rascher, so entsteht eine Rollfalte mit aufstrebender Stirne.

Wir begegnen genau derselben Wirbelmechanik, nur daß sie hier bei diesem hochplastischen und für jeden Bewegungsunterschied hochempfindlichen Material noch viel reiner und schöner zur Ausbildung kommt.

Der Abschluß des Systems nach oben muß auch hier wieder aus einer ganz anders gebauten schweren Deckschubmasse bestehen.

So viel ich sehe, dürfte im Gebiet der Simplonzone wohl die Dent Blanche-Decke diese Funktion ausgeübt haben.

Zu einer Entscheidung, ob wir hier Umkristallisation alter Querstrukturen oder frische Intrusionen oder beides nebeneinander vor uns haben, wird es unerläßlich sein, diese Gebiete auch noch mit den Sanderschen Gefügeprüfmethoden genau zu durchforschen.

Bei einer Verbindung von Gleit- und Intrusionsmechanik steigert sich die Möglichkeit zu Komplikationen außerordentlich.

Es kommt noch die ganze Variationsfähigkeit von Eruptionsspalten mit dazu. Außerdem ist hier die Empfindlichkeit für Änderungen der Geschwindigkeit, der Reibung, der Richtung und Neigung der Bewegungsbahnen . . . noch viel höher. Wenn wir also derart die Simplonzone als eine eigene Bewegungsgruppe aufzufassen vermögen, so erhebt sich allsogleich die Frage nach der Austrittsstelle der Intrusionen.

Als solche kann am ehesten die Zone von Jvrea in Betracht gezogen werden.

Gilt aber diese Beziehung, so muß unmittelbar anschließend die Heraushebung der großen Schubmassen geschehen sein, unter deren Druck und deren gewaltiger Nordwanderung eben diese Einfaltungen der Intrusionen zustande gekommen sind.

Für diese großartige Herausbewegung ist natürlich niemals eine Pressungswurzel vorhanden gewesen. Das Gebirge, welches heute im Süden an die Jvreazone anschließt, bildet eben die Fortsetzung jener einst nach Norden und Nordwesten abgewanderten Massen. Weiter im Osten ist diese Herausbewegung auch heute noch in breiter Front in der ostalpinen Decke mit ihren Unterteilungen erhalten geblieben. In dieser gewaltigen „Wanderdecke“ müssen daher vortriadisch gepreßte, altkristalline Massen eine große Rolle spielen.

Die Tauern mit ihren Gneiswalzfalten können nur an die Basis dieser riesigen Wanderung gehören und müssen daher der Simplonzone ähnlich sein.

Die südlichen Kalkalpen sind daher keineswegs ein autochthones Gebirge, sondern nur der zurückgebliebene Teil einer großen Wandermasse, der seine letzte südgerichtete Faltung wohl erst als Gleitbewegung gegen die Einsenkungszone der oberitalienischen Ebene erhalten hat.

Als Ergebnis dieser Überlegungen kann man also sagen, daß die Alpen in ihrer Gesamtheit gewiß kein Gebilde einer einheitlichen enormen Pressung und Ausquetschung im Spannrahmen unseres Erdgewölbes sein können.

Sie tragen an vielen Stellen deutlich genug die Merkmale einer großen und freien Massenwanderung an sich.

Das Motiv des Fließens und Wälzens vom Höheren zum Tieferen beherrscht dabei gerade die am lebendigsten gestalteten Bauzonen. Die heutige Höhenlage zwischen Schwellen und Senkungszone ist dafür nicht entscheidend, sondern nur diejenige zur Bauzeit.

Wenn wir heute eine Freifließzone gleich hoch oder sogar höher als ihre Umgebung treffen, so sagt dies nur, daß sich eben seither die entscheidende Höhenlage verschoben hat.

Das ist ebenso sicher, wie man aus hochliegenden marinen Schichten schließt, daß sie einst am Meeresgrund gebildet wurden.

So hat die Erkennung von Freifließzonen auch für die Rekonstruktion der Alpen eine hohe morphologische Bedeutung.

In übrigen scheint in den meisten Fällen das ursprüngliche Verhältnis von Schwelle-Senkraum und gesteigerter Fließbewegung auch heute noch, wenn auch vielleicht abgeschwächt, zu bestehen.

Wien, Anfang Mai 1923.

Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen.

Von Otto Ampferer.

Mit 9 Zeichnungen.

Wenn man sich die Geschichte eines Gebirges klarmachen will, so kann man dies einerseits durch ein Studium seiner noch heute erhaltenen Bauruinen anstreben, man kann aber auch anderseits ganz unabhängig davon eine Reihe von Erfahrungen aus dem Studium seiner zerstörten Teile gewinnen, welche vor allem rings um das Gebirge als Schuttmassen ausgebreitet liegen.

In der folgenden Arbeit will ich versuchen, auf diesem noch wenig begangenen Pfade der Alpenforschung zu einigen neuen Ausblicken zu gelangen.

Zunächst muß betont werden, daß diese Methode in mancher Hinsicht keine genauere Auskunft zu bieten vermag, in anderer Hinsicht dagegen wohl.

So liegt ihr Wert auch nicht in ihrer Selbständigkeit, sondern gerade in der Möglichkeit, die Lücken der ersteren Methode in gewissen Fällen schließen zu können.

Wenn sich in der äußeren Erdhaut eine Aufwölbung von Schichten bildet, so wird sich die Erosion sogleich mit der Abtragung dieses Gebildes zu beschäftigen beginnen.

Je nach der geographischen Lage der Aufwölbung werden dabei die Hilfsmittel und der Arbeitsfortschritt der Erosion verschieden sein, was wir hier nicht näher untersuchen wollen.

Im allgemeinen werden die Abtragsprodukte am Fuße der Aufwölbung aufgeschüttet, wenigstens was den groben Anteil derselben betrifft.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß sich um die Aufwölbung herum eine Einsenkung bilden wird. Ist dieselbe mit Wasser gefüllt, so haben wir einen idealen Schuttsammeltrog vor uns, der eine sorgsame Auf- fangung und Aufbewahrung der Abtragsprodukte sicherstellt.

Die Wirkung einer derartigen Gebirgszone auf die dadurch angeregte Sedimentbildung läßt sich kurz etwa folgendermaßen beschreiben. Wenn die Wölbung aus einer einfachen Sedimentfolge — Fig. 1 — $a-b-c-d$ besteht, so wird die Abtragungsfolge gerade umgekehrt aus der Folge $d_1-c_1-b_1-a_1$ bestehen.

Dabei soll a_1 vorherrschend aus Trümmern von a , b_1 aus solchen von b . . . aufgebaut worden sein.

Wir sehen, daß die Abtragung im wesentlichen eine vollständige Umkehrung der Schichtfolge herbeizuführen strebt.

Weiter wird die ursprünglich zusammenhängende Schichtendecke, im Querschnitt durch die Wölbung betrachtet, durch die Abtragung in

getrennte Bereiche zerlegt. Außerdem tritt in den Abtragssedimenten automatisch eine Neuordnung insofern ein, als die groben Schuttmassen in der Nähe bleiben und die feinen in die Ferne verschickt werden.

Endlich kommt durch die Gebirgsabtragung im Laufe der Zeit ein Ausgleich in der Schichtneigung der Aufschüttungen zustande. Es werden die älteren Ablagerungen eine steilere Neigung einhalten als die jüngeren. So werden durch schlichte Abtragung aus einst parallelen Schichtlagen ungleich schräg gestellte ohne einen weiteren tektonischen Eingriff erzeugt.

Dabei übergreifen die flachen, jüngeren Ablagerungen die steileren, älteren.

Auch nimmt in diesen Ablagerungen vertikal nach oben im allgemeinen die Korngröße ab.

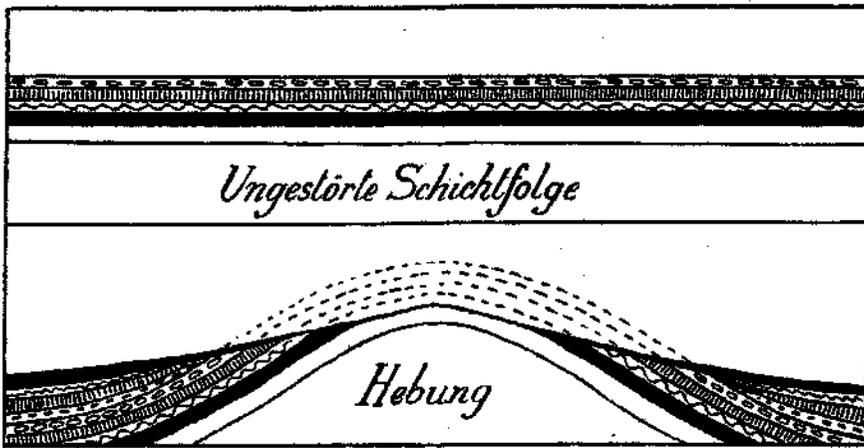


Fig. 1. Aus der oberen regelmäßigen Schichtfolge (a = schwarz, b = gewellt, c = schraffiert, d = geringelt) soll eine Aufwölbung gebildet werden, bei deren allmählicher Abtragung eine Umkehr der Schichtfolge entsteht, weil aus den jeweils höheren Schichten der Wölbung jeweils tiefere der Aufschüttung hervorgehen.

Wir erkennen den weiten Umfang von Änderungen, der bereits durch eine einzelne Schichtaufwölbung ins Leben gerufen wird.

Durch eine solche Hebung wird die einfache „Altordnung“ zerstört und gleichzeitig aus den Zerstörungsprodukten eine wesentlich kompliziertere „Neuordnung“ geschaffen. Wenn unsere Hebung abgetragen ist, so können wir trotzdem aus einem Vergleich der beiderseitigen Abtragsschuttmassen uns ein annähernd richtiges Bild der einst bestandenen Erhebung konstruieren.

In der Natur verläuft indessen die Abtragung wohl kaum je so ungestört und einfach, da sowohl der Abtrags- als auch der Auftragsraum von tektonischen Veränderungen immer wieder umgeschaltet wird. Die drei Akte, die tektonische Aufwölbung, die Abtragung und die Aufschüttung sind engstens miteinander verbunden.

Dabei hat der erste Akt eine vollkommene Ungebundenheit, da er dem Antrieb des motorischen heißen Erdinnern entspringt, die anderen Akte werden von ihm eingeleitet und beeinflusst. Sie fließen also mit Notwendigkeit von ihm ab.

Auch dadurch ergibt sich wieder die Möglichkeit eines Rückschließens aus den Sedimenten auf den Verlauf einer Gebirgsbildung.

Wenn man sich eines Zeit-Raumgitters bedient, kann man diese Verhältnisse, wie Fig. 2 lehrt, graphisch anschaulich machen.

Wir stellen den Verlauf der tektonischen Hebung mit einer „Baulinie“, jenen der Abtragung mit einer „Abtragslinie“ und jenen der Aufschüttung mit einer „Sedimentierlinie“ dar. Aus dieser Darstellung geht leicht die Einsicht hervor, daß nur bei schnellem Anstieg der Baulinie das errichtete und das beabsichtigte Gebäude sich decken kann. Erfolgt der Bau langsam, so wird er gleichzeitig teilweise abgetragen.

Kommt der Bau dann zum Stillstand, so hat er nicht die Form erreicht wie ohne das Eingreifen der Erosion.

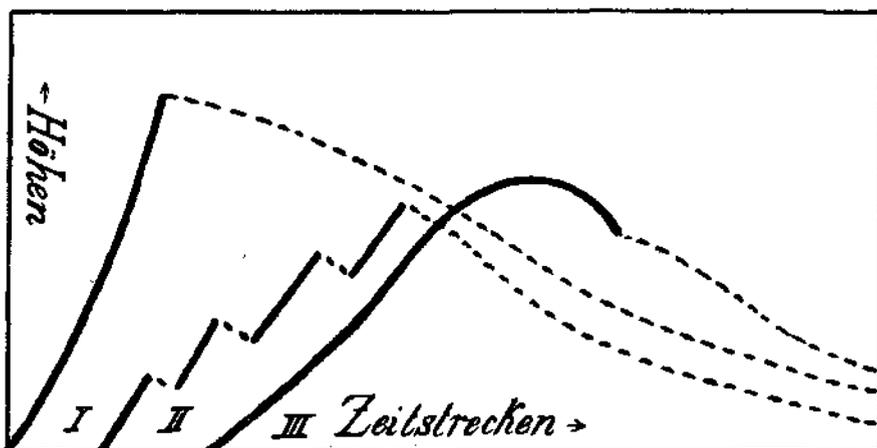


Fig. 2. Dicke Linien = Baulinien, unterbrochene Linien = Abtragslinien. Diese Kurven stellen in Zeit und Raum schematisch den Mittelwert eines raschen, eines ruckweisen und eines etwas zurücksinkenden Aufbaues samt der anschließenden Abtragung dar.

Auf die Höhe des Gebirges braucht die Erosion während der Bauzeit keinen entscheidenden Einfluß zu nehmen, da diese in erster Linie von der hebenden Baukraft bestimmt wird.

Man kann also nicht einfach behaupten, das Gebirge wäre ohne Erosion höher geworden, man kann nur sagen, es hätte eine andere Form erhalten.

Unrichtig ist jedoch auf alle Fälle eine Bauergänzung aus den heute vorliegenden Schichtneigungen. Das muß, wie Fig. 3 lehrt, unbedingt zu Übertreibungen führen.

Durch den Eingriff der Erosion sind natürlich die Aufwölbungen viel leichter verletzbar als die Mulden. So werden die Sättel durch die Abtragung weit eher geschwächt als die Mulden, ja die letzteren können sogar bei tiefer Lage noch durch den zufallenden Schutt der Sättel verstärkt werden.

Die Wirkung der weiteren Faltung muß daher in einer leichteren Aufbiegung der gekerbten Sättel bestehen.

So kommt es geradezu zu einer „Hypertrophie“ der Sättel auf Kosten der Mulden.

Ergänzt man aber nun aus den heute noch stehengebliebenen Sattelflügeln den abgetragenen Sattel, so bekommt man unter Umständen einen wesentlich höheren Wert, wie er ohne Erosion nie erreicht worden wäre.

Auch das Tempo des Aufbaues und des Abtrages stehen in gegenseitiger Beziehung.

Steigt die Bauform rasch empor, so wird auch die Erosion rasch eine Höchstleistung erzielen und dann allmählich wieder absinken. Bei raschen Hebungen werden die Abtragsprodukte mit groben Mischungen beginnen und mit feineren enden. Erfolgen die Hebungen langsam, so wird das auch in ihren Sedimenten zum Ausdruck kommen. Die Abtragung einer größeren Erhebung erreicht wahrscheinlich erst nach einer gewissen Zeit ihre Hochleistung und sinkt dann allgemach zu immer geringeren Lieferungen herunter.

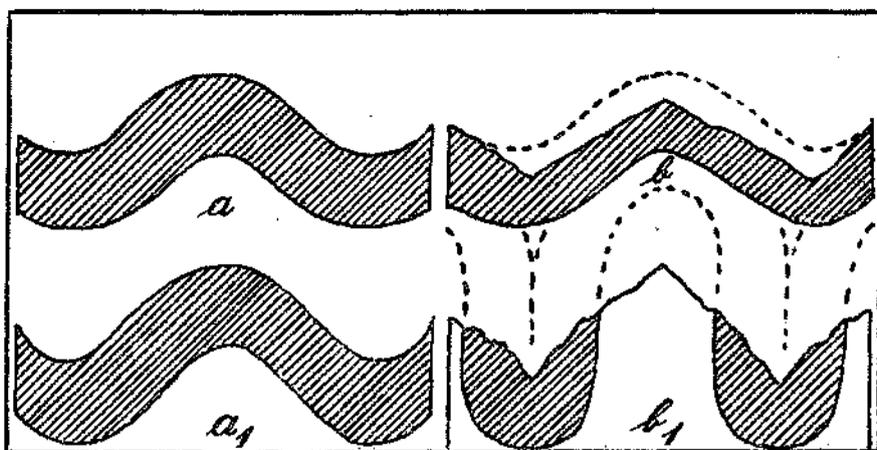


Fig. 3. Durch dieselbe Kraft wird aus der unzerschnittenen Falte a die Falte a_1 , aus der zerschnittenen Falte b die Falte b_1 weitergebildet. Ergänzt man nun die Form b_1 zur Vollform, so erhält man eine viel höhere Faltung als sie a_1 entspricht.

Dies gilt nur, wenn das Gebirge in dieser Zeit seine tektonische Ruhe bewahrt.

In einem tektonisch bewegten Gebirgsraum schwellen die Schuttlieferungen voraussichtlich zu außerordentlichen Beträgen an. Erschütterungen sind mit den lebhaften Faltungen und Schiebungen reichlich verbunden, die fort und fort Bergstürze und Abgleitungen auslösen. Bei solcher Steigerung der Schuttproduktion handelt es sich vor allem um Block- und Grottschutt, die uns in Breccien und Konglomeraten vielfach überliefert sind. Solche finden wir in den Ablagerungen von Cenoman, Gosau, Flysch, Molasse sowie in diluvialen Endmoränen und in zahlreichen Bergstürzen aufbewahrt.

Dagegen wird die Produktion von Feinschutt mit einer Erniedrigung der Erhebung im allgemeinen gegenüber jener von Grottschutt die Oberhand zu gewinnen vermögen.

Aus diesen Überlegungen geht weiter auch hervor, daß man in der Nähe des schuttliefernden Gebirges auf eine viel klarere Abbildung seiner Geschichte in seinen Sedimenten rechnen kann als in größerer Entfernung.

Je größere Strecken die Schuttfrachten zurückzulegen hatten, bevor sie zur Ruhe gelangten, desto mehr wird eine gleichmäßige Zerreibung und Vermischung aller Schuttarten und eine Auslese des härteren Materials vor sich gehen.

Dadurch werden endlich Sandsteine und Mergel von einer Art erreicht, die alle lokalen Eigenarten verloren haben.

Aus einer solchen trüben Fernabbildung wird man schwer mehr genauere Angaben über Gebirgsbildung abzulesen vermögen.

Ganz anders sehen dagegen die Schuttlieferungen am Rande eines Gebirges aus, wo sich jede größere Änderung noch voll abzubilden vermag.

Hier haben wir eben eine klare und scharfe Nahabbildung vor uns liegen.

Natürlich geht die trübe Fernabbildung durch allmähliche Übergänge aus der klaren Nahabbildung hervor.

Werden die gesamten Schuttfrachten eines Gebirges in nahegelegene, wassergefüllte Sammeltröge vereinigt, so kommt es auf die Größe und Tiefe dieser Sammelbecken an, ob darin noch eine Scheidung von Nah- und Fernabbildung entstehen kann. Dabei darf man nicht vergessen, daß in einer stehenden Wassermasse die Scheidung und Fällung des einströmenden Materials nach seiner Korngröße auf weit kürzeren Wegen vollzogen wird als etwa entlang von Flüssen oder Strömen.

Außerdem spielt im stehenden Wasser noch die Mitwirkung von Vegetation und Fauna eine ziemliche Rolle.

Jedenfalls ist die Klarabbildung auf die Nähe des schuttliefernden Gebirges beschränkt, schon deshalb, weil der Ferntransport von groben Schuttmassen zur Ausnahme oder zur Unmöglichkeit gehört.

Für die Lieferung von groben Schuttmassen kommen Bergstürze, Gleitungen, Explosionen, Gletscher und Eisberge in Betracht.

Bei den Bergstürzen eilen die groben Blöcke dem feineren Schutt voraus, bei Gleitungen ist dies ziemlich ähnlich, doch können z. B. Gleitungen unter Wasser noch bei sehr geringer Neigung vom Stapel gehen, wo Grob- und Feinschutt ziemlich gleich weit befördert wird.

Bei Explosionen fallen die schweren Trümmer in der Nähe nieder, während der Staub eventuell um die ganze Erde schweben und sich weltweit verteilen kann. Gletscher und Eisberge tragen den groben und den feinen Schutt gleich weit und ohne dabei eine Scheidung vorzunehmen.

So trifft das Transportmittel je nach seiner Art wieder eine charakteristische Anordnung der groben und feinen Bestandteile der ihm übergebenen Lasten. Sieht man von Eisbergen und Großgletschern ab, so reichen die anderen Beförderungsmittel nicht aus, um Grobschutt weiter vom Gebirge weg zu befördern. Wir werden daher nur in seiner Nähe die volle Skala vom Groben bis zum Feinen in seinen Sedimenten erwarten können.

Wird ein Gebirge emporgewölbt und der Erosion übergeben, so stellt diese ihre Abtragsarbeit erst ein, wenn das Gebirge völlig eingeebnet ist.

So findet gleichsam eine ununterbrochene Schuttausstrahlung vom Gebirge aus statt.

Eine Unterbrechung ist nur denkbar, wenn das Gebirge vor der vollendeten Abtragung durch eine Versenkung den Angriffen der Erosion ganz entzogen wird.

Ob also der Aufbau eines Gebirges rasch oder langsam in einer oder in mehreren Hebungen vollzogen wird, so geht die Abtragung auf alle Fälle geschlossen und ununterbrochen ihren Weg.

Tritt keine weitere Störung hinzu, so wird der Übergang vom Hochgebirge zum Mittelgebirge relativ rasch und mit lebhafter Schuttförderung, jener vom Mittelgebirge zur Rumpflandschaft dagegen langsam und mit geringerer Schuttlieferung vor sich gehen.

Bei unserer bisherigen Betrachtung sind wir von einer einfachen oder mehrfachen symmetrischen Hebung ausgegangen, wobei der Hebungsräum als solcher immer derselbe geblieben ist.

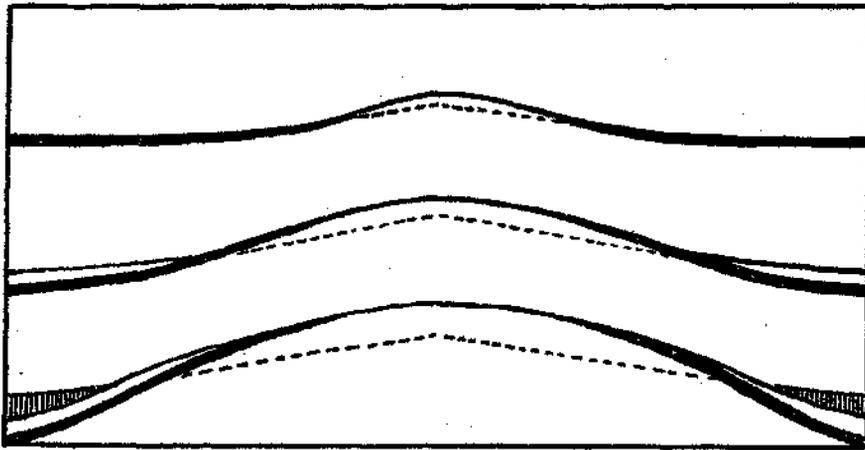


Fig. 4. Darstellung einer allmählich symmetrisch in die Höhe und Breite wachsenden Erhebung. Dabei werden die älteren Abtragsprodukte teilweise wieder gehoben und umgelagert (Wiederkäuung).

Es ist nun zu bedenken, welche Wirkungen entstehen, wenn sich der Hebungsräum als solcher bei den späteren Hebungen vergrößert, also die Gebirgsbildung allmählich eine breitere Zone ergreift.

Wie (Fig. 4) veranschaulicht, kommt es in einem solchen Falle dazu, daß die älteren Abtragsprodukte zum Teil wieder gehoben und neuerdings abgetragen werden.

Man kann in diesem Falle gleichsam von einer „Wiederkäuung“ der Sedimente reden.

Dadurch wird die Reinheit des Schuttrhythmus einer einfachen stehenden Hebungswelle mit Vermischungen der Schuttelemente unklarer und verschleiert.

Noch kompliziertere Verhältnisse sind zu gewärtigen, wenn das Wachstum der Erhebung ein stark einseitiges wird (Fig. 5).

Durch ein solches einseitiges Wachstum der Erhebung wird die eine Seite derselben unbedingt zu einer wesentlich größeren und bunteren Schuttlieferung angeregt.

Hier ist infolge der Einseitigkeit ein steileres Gefälle und größere Durchbewegung der ganzen Gesteinsmassen gegeben. Außerdem kommt zur normalen Abtragung unterstützend noch der tektonische Massenzuschub hinzu.

Nimmt die Einseitigkeit größere Dimensionen an, haben wir also eine wandernde Falte vor uns, so ist es möglich, daß allmählich sogar alter Abtragungsschutt, z. B. von der Südseite auf die Nordseite gelangt.

So zieht gleichsam bei diesem Wachstum die Abtragung der bevorzugten Seite noch die Schuttproduktion der anderen schwächeren Seite an sich und mischt dieselbe ihren Gebilden zu.

Besteht die Erhebung aus verschiedenartigen Gesteinsmassen, so können auf solche Weise z. B. Gesteinsarten der Südseite den Sedimenten der Nordseite einverleibt werden, die hier ganz fremdartig sind

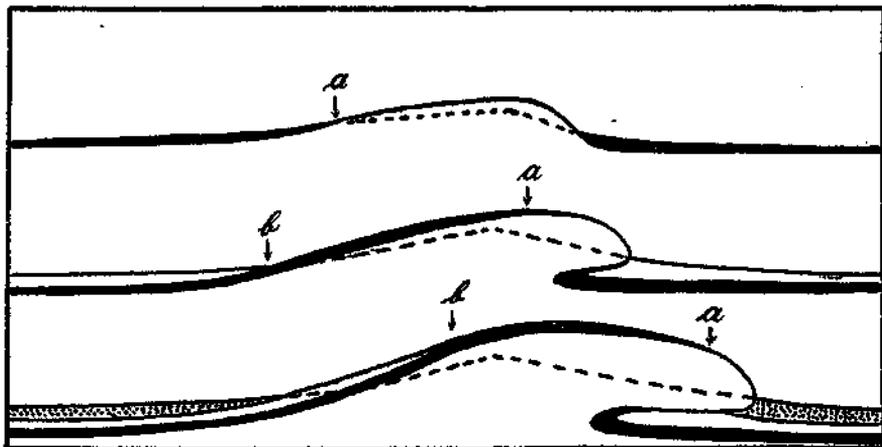


Fig. 5. Darstellung einer einseitig in die Höhe und Breite wachsenden Erhebung. Hier kann der Abtragschutt der einen Seite soweit gehoben und mitgetragen werden, daß er endlich den Abtragsprodukten der Gegenseite einverleibt wird.

Da dieselben aber bereits auf der Südseite im Abtragungsschutte lagen, also von einer zerstörten Schichte herkommen, so kann man für sie unter Umständen nirgends mehr eine Heimstätte finden.

Dies wäre bei exotischen Geröllen immerhin auch zu bedenken.

Geht das einseitige Wachstum einer Erhebung endlich in eine Überschiebung über, so ist es wahrscheinlich, daß die Stirnteile derselben bei entsprechender Marschgeschwindigkeit den vor ihr entstehenden Grottschutt überschreiten und unter sich begraben — Fig. 6 —. Es ist nun wieder eine der merkwürdigen Tatsachen der alpinen Gebirgsbildung, daß sich bisher nirgends unter den Schubmassen oder in den Faltenkernen eingewickelter, jungtertiärer Abtragungsschutt gefunden hat.

Was wir an solchen Ablagerungen begegnen, ist einerseits von weit höherem Alter (Cenoman-Gosau-Flysch) und andererseits von mariner Bildung.

Landablagerungen, wie Bergsturzmassen, Hangschutthalden... fehlen ausnahmslos.

Eine Erklärung dafür bietet die Annahme, daß die Überfaltungen und Überrollungen ja nur unter einer schweren Deckschubmasse möglich waren. Sie haben sich also nicht an der Oberfläche vollziehen können.

Die Deckschubmassen, welche sicherlich sowohl auf ihrem Rücken als auch an ihrer Basis derartige Grobschuttmassen mit sich führten, sind aber längst schon der Erosion zum Opfer gefallen.

Betrachten wir nun nach diesen Vorbemerkungen die Alpen im Hinblick auf die Gesamtheit ihres Abtragsschuttes, so drängt sich uns sogleich die Beobachtung auf, daß wir zwar für die alluviale und die diluviale Zeit eine strenge, genau verfolgbare Verbindung zwischen dem schuttliefernden Alpenkörper und den Aufschüttungen in seinem Vorlande besitzen, dies jedoch für die älteren Zeiten durchaus nicht mehr richtig ist.

Schon die gewaltigen, miocänen-oligozänen Schuttmassen von Schlier und Molasse entbehren jeder Verbindung mit dem heutigen Alpenkörper und ebensowenig läßt sich eine solche für den tertiären und kretazischen Flysch entdecken.

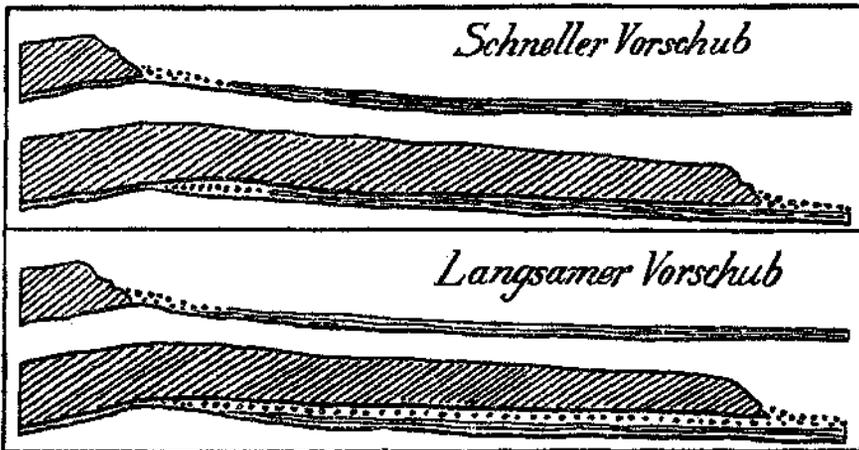


Fig. 6. Beim schnellen Vorschub einer Schubmasse wird wenig eigener Grobschutt überfahren. Bei langsamem Vorschub kann der Stirnrand hin und hin Aufschüttungen liefern, die begraben werden.

Die Gosau- und Cenomanbuchten im Innern der Alpen bestehen wohl hauptsächlich aus streng lokalem Schuttwerk, doch enthalten auch sie hin und hin exotisches Schuttwerk von unbekannter Herkunft.

Auch viel ältere Schichten bergen Sandsteinablagerungen in sich, welche aus ihrer heutigen Umgebung nicht mehr gewinnbar sind.

Hier wären aus dem Bereiche der Ostalpen z. B. die Sandsteine der Grestener Schichten, diejenigen der Lunzer Schichten, vor allem aber diejenigen des Buntsandsteins zu erwähnen. Seine bunten, vor allem roten Quarzsandsteine transgredieren über die grünen, grauen oder schwärzlichen Gesteine der Grauwackenzone, aus deren Material sie unmöglich entstanden sein können. Alle diese Sandsteine erscheinen vielmehr den Abtragungsprodukten eines Granitgebirges verwandt.

Um eine Ordnung in diese Probleme zu bringen, versuchen wir schrittweise von der heutigen klaren Beziehung zwischen dem Alpenkörper und seinem Abtragungsschutt aus in die Vergangenheit vorzudringen.

Die alluvialen Schuttmassen stehen, gleichviel ob es sich um Grob- oder Feinschutt handelt, mit ihren Ursprungsstätten in einer durchaus klaren und völlig eindeutigen Beziehung.

Dasselbe gilt auch noch für die gesamten glazialen und interglazialen Ablagerungen.

Die Beziehungen sind hier so ungestörte, daß man z. B. aus dem Material der Endmoränen und den erratischen Blöcken die Grenzen der einzelnen Großgletscher mit Zuverlässigkeit festzustellen vermochte.

So sehen wir in dieser ganzen Zeit den Alpenkörper gleichsam mit zahlreichen, bald schmälere, bald breitere Bändern und Streifen auf das genaueste an sein Vorland gebunden.

Diese sorgfältige Verbindung wird auch, wie wir wissen, durch gelegentliche, ganz erhebliche vertikale Auf- und Abbiegungen in dieser Zeit durchaus nicht unterbrochen.

In den heutigen Alpen liegt ungeheuer viel Schutt im Gebirgsraum selbst aufbewahrt, u. zw. vielfach an Stellen, die eine lange Ungestörtheit verbürgen. Auf sorgfältigen geologischen Karten macht die Schuttbedeckung meist 10 bis 20 Prozent der Oberfläche, manchmal sogar noch mehr aus.

Die postglaziale Schuttabfuhr war dabei nicht einmal imstande, die eingeschalteten großen Talseen zu verschütten. Wahrscheinlich waren diese Seen, wenigstens teilweise, schon interglazial verschüttet und sind durch die letzte Vergletscherung wieder ausgeschöpft worden. Die Fernablieferung des alpinen Schuttes erfolgt heute zum Mittelmeer, zum Schwarzen Meere und zur Nordsee.

Die Abführung besorgen wenige Ströme, also schmale Fäden, die zudem eine ungemein schwache Neigung besitzen. Mit Ausnahme der südalpiner Flüsse dürfte die Meerverschüttung von den heutigen Alpen aus nicht bedeutend sein.

Die ältesten, sicher diluvialen Ablagerungen treffen wir nun in den Alpentälern nicht etwa hoch droben, sondern in den tiefen Taleinschnitten, was uns beweist, daß zu dieser Zeit das Alpenrelief so ziemlich den heutigen Hochgebirgscharakter schon innehatte. Diese ältesten diluvialen Ablagerungen sitzen unmittelbar dem nackten Grundgebirge auf, u. zw., soweit meine Erfahrungen reichen, ohne eine deutliche Verwitterungskruste, was am leichtesten durch die Annahme einer gründlichen, glazialen Talausträumung zu erklären ist.

Wir halten also fest, daß unsere ältesten Diluvialablagerungen bereits in den tiefen, vorher gut ausgeputzten Talfurchen eines Hochgebirges zur Ablagerung kommen. Im Vorlande der Alpen nehmen die ältesten Diluvialschotter, wenn man den Angaben von Penck und Brückner in den „Alpen im Eiszeitalter“ folgt, als Deckenschotter die höchste Lage ein und zeigen dabei eine weite, flache Ausbreitung über ein offenbar eingeebnetes älteres Tertiärgelände.

Während in den westlichen Alpen die altdiluvialen Schotterdecken unmittelbar der noch gefalteten Molasse auflagern, schalten sich im Vorland der östlichen Alpen noch Schotterdecken ein, die allgemein dem Pliozän zugewiesen werden. Sie transgredieren hier über den Schlier und schließen sich in ihrer Ausbreitung mehr den diluvialen Schottern

an, von denen sie aber hauptsächlich durch eine andere Geröllführung, Vorherrschen von Kieseln, getrennt sind.

In den östlichen Nordalpen haben wir über den altdiluvialen Grundmoränen und Schottern der Täler erst wieder auf den hohen Einebnungsflächen spärliche Hartschotterreste, die von den Morphologen allgemein mit einer miozänen Einebnung der Alpen in Verbindung gebracht werden.

Sie liegen in unseren Nordalpen etwa zwischen 1600 bis 1800 *m* und befinden sich also im Durchschnitt um 1200 bis 1400 *m* oberhalb der altdiluvialen Talsohlen.

Für die ganz gewaltige Erosionsleistung, welche eine Eintiefung des Reliefs um diese Beträge verlangt und die ja vielmals größer sein muß als die ganze diluviale und alluviale Alpenabtragung, finden wir nun im benachbarten nördlichen Vorland keinerlei sedimentären Beleg, da man wahrscheinlich die pliozänen Schotter wegen ihrer Zusammensetzung nicht für diese vor allem kalkalpinen Schuttlieferungen heranziehen kann und dieselben außerdem auch der Menge nach bei weitem unzureichend wären.

Noch schroffer ist diese Erscheinung in den Westalpen ausgesprochen, wo man keine sicheren miozänen Einebnungsflächen kennt und daher in dieselbe Zeit einen noch höheren Erosionsbetrag hineinschieben muß, für den im dortigen Vorland keinerlei sedimentäre Abbildung aufzutreiben ist, da hier sogar unsere pliozänen Schotter fehlen. Nun verlegen allerdings die Schweizer Geologen in diese Zeit auch die Faltung und Hebung des ganzen Molassevorlandes, doch würde dadurch höchstens eine Verbreiterung und Vermehrung des schuttliefernden Alpenkörpers und eine Nordwärtsverschiebung der dazugehörigen Grohschuttmassen herbeigeführt werden.

Jedenfalls kann man durch lebhafte Gebirgsbildung gewiß keine Erklärung für ein Ausbleiben der dazugehörigen sedimentären Abbildung erreichen. Die Umformung unserer ostalpinen miozänen Rumpflandschaft in das diluviale Hochgebirge könnte man natürlich am einfachsten durch eine entsprechende Vertikalhebung erzielen.

Mit dieser Hebung wäre jedoch automatisch eine riesige Steigerung der Schuttlieferungen verbunden, von der eben gerade keine Spuren vorhanden sind. Das beweist, daß diese Erklärung nicht zu Recht bestehen kann.

Wir haben also an der Nordseite unserer Alpen zwischen Gebirge und Vorland bis in präglaziale Zeit eine strenge Verbindung von Abtragung und Aufschüttung. Zu Beginn dieser Aufschüttung hatten aber die Alpen schon Hochgebirgsrelief.

Im Miozän sind in den Ostalpen bereits hochgelegene Einebnungsflächen ausgebildet.

Für die ganze riesige Abtragung, welche zwischen dieser miozänen Einebnung und dem diluvialen Hochgebirge liegt, ist im Vorland eine gewaltige Lücke in der zugehörigen Sedimentabbildung, die gegen Westen zu noch umfangreicher klafft. Wo liegen also die ungeheuren Grohschuttmassen, welche die Umformung zum Hochgebirge auf alle Fälle geliefert haben muß?

Eine Vertikalhebung versagt hier als Erklärung vollständig. Ebenso eine Vertikalsenkung, weil dadurch ja die Umformung zum Hochgebirge ausgeschaltet würde.

So werden wir zu dem Schlusse geleitet, daß die Alpen bereits als fertiges Hochgebirge an ihr heutiges Vorland aus der Ferne herangeschoben wurden. Bei dieser Überschiebung muß der ganze Grobschutt der Hochgebirgsschaffung überschritten und begraben worden sein.

So weitreichend diese Forderung auf den ersten Blick auch erscheint, so ist sie doch nicht zu umgehen. Man könnte vielleicht daran denken, daß in dieser Zeit der Herausarbeitung zum Hochgebirge, also zwischen dem Abschluß des Miozäns und dem Beginn des Diluviums, eine Ablieferung des Werkschuttes durch Flüsse und Ströme in ferne Meere geschehen sein könnte.

Auch dieser Ausweg ist ungangbar.

Zunächst wäre nicht einzusehen, warum gerade im Altdiluvium die strenge Schuttverknüpfung beginnt, vorher aber nicht nachzuweisen sei. Dann würde man mit einer solchen Fernableitung ja nur den Feinschutt, niemals aber den Grobschutt aus der Alpennähe entfernen können.

Endlich müßten sich diese Schuttströme doch auf ihren weiten Wegen irgendwie auffinden lassen, was aber wiederum nicht der Fall ist.

So bleibt keine andere Erklärung, als daß die Alpen eben als fertiges Hochgebirge an ihr heutiges Vorland angefügt wurden und bei ihrem Vormarsch der Grobschutt ihrer Hochgebirgsmeißelung überfahren und begraben wurde.

Es ist aber nicht nur an der Nordseite der Alpen eine riesige Sedimentlücke zwischen Miozän und Altdiluvium, es paßt auch die Sedimentation der Molasse im W und des Schliers im O ganz und gar nicht zu dem heute angrenzenden Alpenkörper.

Diese beiden riesigen Zuschüttungen von breiten, langsam sinkenden Sammelräumen stehen zwar mit ihrem alten Ufer im N noch so ziemlich in gut erkennbarem Kontakt, ihr Südufer ist jedoch nirgends etwa eine normale Alpenküste.

Es ist aber auch nicht möglich, Molasse und Schlier in ihrer Sedimenteigenart durch die Annahme zu erklären, daß sie etwa aus dem Feinschutt der noch entfernten Alpen bestehen.

Dies wird vor allem wieder durch die heute in der Schweiz wohl bekannte fremdartige Geröllzusammensetzung der Molasse abgewiesen.

Wir sind dazu gelangt, den Anshub der Alpen als fertiges Hochgebirge auch in den Ostalpen knapp vor das Altdiluvium zu verlegen.

Wäre nun zwischen dem Molassemeer und den noch entfernten Alpen nur ein offener Meeresraum oder eine freie Ebene eingeschaltet gewesen, so hätten die Alpen durch ihr Vorrücken keinen derartig plötzlichen Umschwung nicht nur in der Korngröße, sondern auch in der ganzen Zusammensetzung der Schuttlieferungen herbeiführen können.

Dieser völlige Umschwung ist nur erklärlich, wenn das Molassemeer seine Hauptschuttzufuhren eben aus einem eigenen Gebirgswalle erhielt, welcher damals noch zwischen demselben und den heranwandernden Alpen lag.

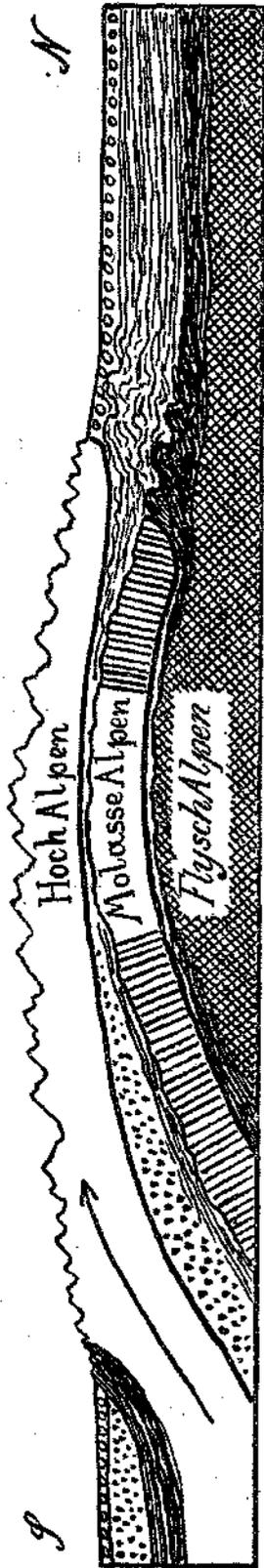


Fig. 7. Dieses Schema soll nur die Reihenfolge der Aufschüttungen und Überwanderungen andeuten, ohne Genauigkeit in den Dimensionen. Auch ist zur Vereinfachung die starke Auffaltung von Flysch und Molasse an Nordrande weggelassen.

Dicke Striche = Abtrag der Flyschalpen,

dünne Striche = Abtrag der Molassealpen,

Punkte = Grobschutt der Hochgebirgsschaffung,

Ringe = Abtrag unserer Hochalpen in Diluvium und Alluvium.

Diese Annahme ist bekanntlich schon von den alten Alpenforschern aufgestellt worden und hat sich bis in unsere Zeit herauf Anhänger erhalten.

Die hier gegebene Ableitung unterscheidet sich vor allem dadurch von der alten Auffassung, daß dieses Molassegebirge (vindelizisches Gebirge) von den vorrückenden Alpen überschritten und begraben gedacht wird. Es liegt daher nicht unter der Molasse, sondern unter den heutigen Alpen.

So haben wir bereits den Hochgebirgsbildungsschutt der Alpen und nun auch das Molasseschiefergebirge von S her überschreiten und begraben lassen. Auch damit ist es aber nicht genug, weil auch zwischen Flysch und Molasse nirgends ein regelmäßiger Übergang und eine Sedimentärverwandtschaft besteht. Ebenso ist der Flysch vom Alpenkörper scharf getrennt und unableitbar.

Wir machen also noch einen Schritt weiter in dieser Richtung und leiten auch den Flysch von einem eigenen, ihm enge zugeordneten Gehirge ab.

Dieses Gebirge wurde erst vom Molassegebirge und dann beide von den Alpen überschritten und in die Tiefe gedrückt. (Fig. 7).

Für die Zufuhr der exotischen Gerölle von Gosau und Cenoman braucht man keine weiteren Annahmen mehr zu machen, da wir ja im N der heutigen Alpen zu jenen Zeiten noch ein sehr breites, heute versunkenes Gebiet hatten, das diese Beiträge leicht zu liefern vermochte.

Es würde dies mit der Beobachtung stimmen, daß die Anordnung der exotischen Gerölle von Cenoman und Gosau am ehesten einer von N gegen S gerichteten Einschwemmung entspricht.

Der mechanische Apparat, welcher hier zur Auflösung der merkwürdigen Lücken und Fremdartigkeiten zwischen dem heutigen Alpenkörper und den Abtragungssedimenten seines Vorlandes herangezogen wird, scheint dem Uneingeweihten wohl unnötig groß und umständlich zu sein.

An Stelle eines Gebirges werden gleich ihrer drei übereinander geschoben und doch erfordert dies weniger Raum, als ihn z. B. A. Heim vom extremen Standpunkt des Nappismus aus für seine Alpenklärung in Anspruch nimmt.

Er rechnet aus, daß die heutigen Alpen von ursprünglich etwa 1200 *km* Breite durch Pressung und mehrfache Ausquetschungen auf zirka 120 *km* Breite zusammengedrückt worden seien.

Ich glaube, für den obigen Mechanismus samt der Alpenbildung schon mit der Hälfte dieser ursprünglichen Breite das Auslangen finden zu können.

Die Probleme der exotischen Bestandteile der Cenoman-Gosau-Flysch-Molasse-Ablagerungen sind nach dieser Darstellung somit keine der Innentektonik der heutigen Alpen, sondern solche von Verschiebungen noch größeren Stiles. Daher ist es auch trotz langjähriger, unermüdlicher Sucherei nicht gelungen, in den heutigen Alpen die Heimstätten für diese Geröllieferungen zu entdecken.

Sie liegen heute tief unter unseren Alpen versenkt. Die hier entwickelte Vorstellung einer Übereinanderverschiebung von drei verschiedenen Gebirgsstreifen beruht auf der notwendigen Verbindung zwischen Gebirgshebung — Abtragung — Neuauftragung.

Wir haben verfolgt, wie diese Verbindung bis ins Altdiluvium hinab streng und genau besteht.

Von dort ab treffen wir nur mehr auf Unstimmigkeiten. Es fehlen für die gewaltigen Erosionsleistungen bei der Schaffung des Hochgebirgsreliefs im Vorland alle entsprechenden Schuttmassen und umgekehrt lassen sich wieder für die riesigen Schuttmassen von Schlier-Molasse-Flysch keine dazu passenden Ursprungstätten in den heutigen Alpen entdecken.

Die Folgerungen aus diesem Vorstellungskreis sind umfangreich.

Ich will mich nur mit einigen derselben abgeben. Zunächst ist klar, daß in den ganzen heutigen Alpen wohl nirgends mehr von einem autochthonen Gebiete die Rede sein kann.

So ist z. B. die Autochthonie des Aarmassivs nur eine relative für die Innentektonik der heutigen Alpen.

Aber auch dieses Massiv ist mit allen anderen und dem ganzen Alpenkörper über die Ursprungsgebirge von Flysch und Molasse vorgewandert.

Immer mehr hebt sich der tiefe Unterschied derartiger großer Massenwanderungen und der dagegen gemessenen kleinfügigen Innentektonik solcher Bewegungskörper hervor.

Es wird zu einer interessanten Aufgabe werden, die Formelemente beider Wirkungskreise, soweit sie sich durchkreuzen, voneinander zu scheiden.

Einzelne Züge lassen sich auch heute schon ganz gut voneinander abheben.

So dürften die relativ großen Schwankungen in der Höhenlage der einzelnen Massive und in den Achsen der Walzfalten und Schubmassen, welche sich im Streichen des Alpenbogens, besonders in den Westalpen, deutlich erkennen lassen, wohl auf Unregelmäßigkeiten der Grundschiebung, also auf Reliefformen der überschrittenen Gebirgsmassen beruhen, welche Anlaß zu einem Aufundabwogen der darüber wandernden Massen wurden.

So wären sie als ein Zeichen der Großwanderungen aufzufassen.

Auch die mächtige Querfaltung an der Grenze von Ost- und Westalpen dürfte auf Rechnung dieser Großwanderungen, u. zw. auf einen Richtungswechsel zu setzen sein.

Trotz aller Bemühungen der Nappisten, diese durch die neuen sorgfältigen Aufnahmen nur immer noch umfangreicher enthüllte „Querstruktur“ großen Stiles auf lokale Unregelmäßigkeiten beim Vorrücken der Detaildecken zurückzuführen, bleibt dieselbe schon allein durch ihre Dimensionen einer solchen Erklärung unzugänglich.

Es handelt sich hier jedenfalls um Bewegungsmaße, die nur mit einer Großbewegung des Alpenkörpers in ein richtiges Gleichgewicht zu bringen sind.

Ebenso scheinen mir die gewaltigen Abschrägungen, welche z. B. für die Schubmassen unserer Nordalpen so charakteristisch sind, Anzeichen von Weitwanderungen über ein unregelmäßiges Relief hin zu bedeuten, das wie eine grobe Feile zur Wirkung kam.

Auch hier werden noch eingehende Untersuchungen anzustellen sein.

Die Lage der Nordalpen selbst gegenüber von Grauwackenzone und Krystallin wird durch diese Annahme nicht vertauscht.

Ich bin nach wie vor der Meinung, daß die Nordalpen von jeher an der Nordseite der Zentralalpen lagen, aber eben mit diesen in verhältnismäßig sehr junger Zeit noch große Wanderungen ausgeführt haben.

Folgt man diesen Anschauungen, so verschwinden auch manche sonst unerklärliche Unterschiede zwischen den Ost- und Westalpen.

Nach A. Heim sollen die mittleren Schweizeralpen im Pliozän an das Molasse-Nagelfluhgebirge angestoßen worden sein.

Das würde mit dieser Ableitung ganz gut stimmen. Auch in den Ostalpen sind in dieser Zeit die Alpen als fertiges Hochgebirge erst an ihr heutiges Vorland angefügt worden.

Die miozänen Abtragungsflächen, welche in den Ostalpen noch erhalten sind, wurden in der Schweiz höher emporgehoben und deshalb früher zerstört. Es genügt anzunehmen, daß dieselben in W vielleicht um zirka 2000 m höher gehoben worden sind, um ihr Verschwinden verständlich zu machen.

Es ist ganz interessant, hier einige morphologische Überlegungen einzuschalten.

In den Alpen haben wir heute ein wohl ausgebildetes Hochgebirge mit scharfen Graten und Spitzen und, abgesehen von wenigen Haupttälern und Verschüttungsbecken, auch schmalen Talfurchen vor uns.

Es sind zumeist daher die Überreste alter Verebnungsflächen vollständig aufgezehrt und vernichtet.

Versuchen wir nun, von einem solchen Hochgebirgsquerschnitt — Fig. 8. — eine Rekonstruktion, so haben wir zwei extreme Wege dazu. Entweder machen wir die Annahme, die Erosion habe im allgemeinen in der Taltiefe am stärksten gearbeitet, dann kommen wir bei einer Ergänzung verhältnismäßig rasch zu einer Verebnungsfläche, oder wir machen die Annahme, die Erosion hätte die Gipfelregionen am stärksten abgetragen, dann kommen wir bei einer Ergänzung wieder rasch zu unmöglich hohen und steilen Bergformen.

Nun kann man auch den umgekehrten Weg zur Entscheidung heützen.

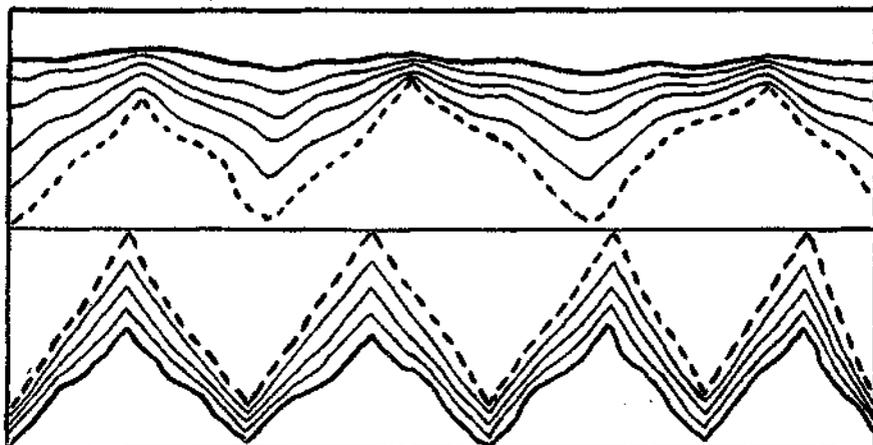


Fig. 8. Im oberen Schema wird von einer Einebnung (dicker Strich) das heutige Relief (Punktreihe) unter der Annahme abgeleitet, daß die Erosion in der Talfurche rascher arbeitet als an den Kämmen. Im unteren Schema wird dagegen vom heutigen Relief (dicker Strich) ein älteres (Punktreihe) unter der Annahme abgeleitet, daß im Gegenteil die Erosion an den Kämmen rascher als in den Furchen abträgt.

Geht man von einer gegebenen Rumpffläche aus, die gehoben wird, so kommt man zu einer gegen die Taltiefen zu gesteigerten Erosion.

Geht man dagegen von einer Hochfaltform — Fig. 9 — aus, so kommt man, wenn die Mulden entsprechend tief liegen, zu einer stärkeren Erosion in der Höhe.

Die erste Ableitung führt zu Verhältnissen, wie wir sie in den Alpen auf Schritt und Tritt tatsächlich beobachten können.

Die zweite Ableitung würde dagegen zu Formen führen, wie sie in den Alpen nicht verwirklicht sind.

Solche Formen bietet teilweise z. B. das Juragebirge. Bei der Alpenfaltung bestand aber nie eine so einfache ursprüngliche Anordnung von Sätteln und Mulden, schon wegen des Vorherrschens von großen Schubmassen und Liegfalten. Daher war hier eine so einfache Beziehung zwischen Tektonik und Relief von Anfang an ausgeschlossen.

So leitet uns also auch diese Betrachtung wieder zu der Annahme einer die ganzen Alpen überspannenden Einebnungsfläche hin.

Wer sich in die Morphologie der Alpen vertieft hat, wird gewiß zu dieser Annahme greifen, da er wohl weiß, wie das Hochgebirge auch derzeit noch unaufhaltsam an einer Zuschärfung seiner Kämmen und

Spitzen arbeitet und außerdem die Altformreste, wo immer sie erhalten sind, unbedingt ein viel milderer Relief erkennen lassen.

Das gilt für die Westalpen genau so gut wie für die Ostalpen, nur sind dort infolge stärkerer Erhebung die Verebnungsflächen nicht mehr so deutlich wie in den niedrigeren Ostalpen erhalten. Eine höhere Hebung regt eben eine vielmal stärkere Erosion und damit eine viel lebhaftere Zerschneidung der alten Oberflächen an.

Was ein stärkeres Gefälle bedeutet, sieht man in der Schweiz z. B. an jenen Stellen, wo die Erosionsbereiche des steileren Südabfalles der Alpen mit jenen des flacheren Nordabfalles in Berührung kommen, wie es z. B. zwischen Oberengadin und Bergell der Fall ist.

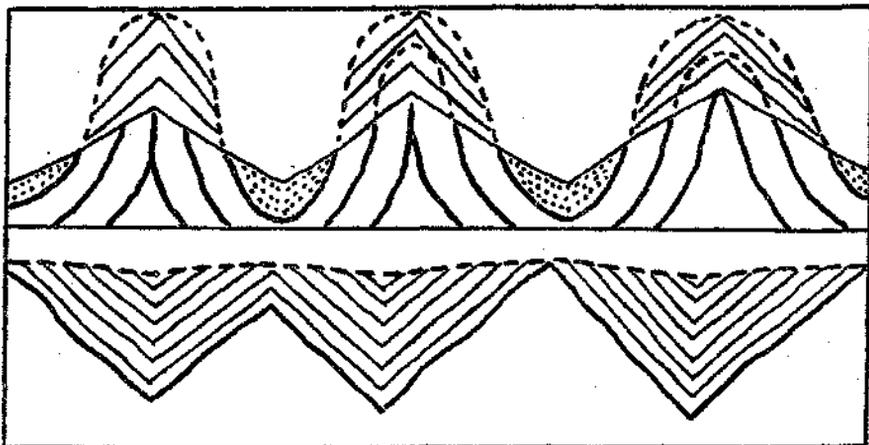


Fig. 9. Im oberen Schema wird das heutige Relief von Hochfaltformen abgeleitet. Erosion nur an den Sätteln, in den Mulden gleichzeitig Verschüttung. Im unteren Schema wird das heutige Relief von einer Einebnung durch allmähliches Vertiefen und Verbreitern von Furchen abgeleitet.

Es findet dort ein unaufhaltsamer Raumraub der steileren Gerinne am Besitz der flacheren statt. Wenn man also wohl gezwungen ist, das heutige Hochgebirgsrelief unserer Alpen von Verebnungsflächen und nicht von ursprünglichen Hochfaltformen abzuleiten, so ist damit auch bewiesen, daß die letzte Auffaltung der Alpen entweder älter als diese Einebnung oder daß diese Einebnung noch mitgefaltet sein muß. In den Ostalpen wissen wir, daß diese alten Einebnungsflächen zwar noch kräftig vertikal verworfen und verstellt, jedoch nicht mehr mitgefaltet sind.

Sie sind also bei der letzten Großwanderung nur mehr passiv mitgetragen worden. Eine solche Mittragung braucht mit keinerlei inneren Störungen verbunden zu sein und kann in aller Ruhe geschehen, wenn z. B. die Bahnfläche verhältnismäßig glatt und gute reichliche Schmiermittel zur Minderung der Reibung vorhanden sind.

Vom Standpunkt dieser Mechanik der Alpen aus muß man fordern, daß die Unregelmäßigkeiten zwischen Alpenkörper und Vorland in der Wanderungsrichtung, also an der Außenseite ihres Bogens bei weitem am größten sind.

An der Innenseite dieses Bogens ist schon viel weniger Ursache dazu, am allerwenigsten aber an dem breiten Ostabfall der Alpen. Diese

rein mechanische Forderung ist in der Tat erfüllt. An der Südseite der Alpen kann Flysch und Molasse nur vom Alpenkörper selbst stammen. Nur werden wir hier infolge der starken einseitigen Überschiebung und Überfaltung bei der tertiären Gebirgsbildung gleichsam nur noch die Enden dieser Ablagerungen finden können, da die Hauptmasse ja nach N und NW fortgetragen wurde.

Seit Einstellung dieser Überfaltung muß aber die Südseite wegen ihres Steilgefälles und der Meeresnähe mehr Schutt produziert und aufbewahrt haben als gleichzeitig die Nordseite. Derselbe liegt heute größtenteils in den dortigen tiefen Senkräumen aufbewahrt.

Der Ostabfall der Alpen aber kann infolge seiner Lage mehr parallel zum Wanderstrich wenig solche Störungen zeigen.

Hier muß so ziemlich das ganze Abtragungsinventar noch vorhanden sein, weil Gebirge und Vorland Hand in Hand gewandert sind und so ihr Zusammenhang nicht zu zerreißen brauchte. Daher treffen wir auch in der wienerischen-steierischen-ungarischen Tertiärbucht keine hiehergehörigen Lücken und auch noch eine reich ausgestattete Schuttlieferung im Pliozän.

Am Ostende der Nordalpen begegnen wir auch einer dem gewaltigen Erosionseinschnitt in die eben gehobenen miozänen Einebnungsflächen entsprechenden Verschüttung der Wienerbucht mit riesigen kalkalpinen Grobschuttkegeln (Rohrbacher Konglomerat . . .).

So kann uns gerade dieser Teil der Alpen infolge seines meist nur durch Vertikalbewegungen gegliederten Zusammenhanges mit seinem Vorland viele Aufschlüsse geben, für die wir besonders am Außensaum der Alpen vergebens um eine Auskunft pochen.

Wien, Mitte Mai 1923.

Der Granulit von Marbach-Granz a. d. Donau.

Von H. Limbrock

(Mit 16 Textfiguren)

Von Marbach donauaufwärts ist auf eine Erstreckung von beinahe 3 Kilometer hin ein kleines Granulitmassiv aufgeschlossen. Auf dem gegenüberliegenden Ufer hat es seine Fortsetzung bei Krumnußbaum; es scheint aber auch flußabwärts bei Emmersdorf gegenüber Melk nochmals aufzutauchen, während es oberhalb Persenbeug noch verschiedentlich zutage tritt, besonders aber in Form von „Augengranuliten“ an der Eisenbahnlinie bei Kilometer 56·6.

Eine genauere Umgrenzung des Granulitmassivs scheint wegen der später eingetretenen Vergneisung vieler Gesteine durch die Ausläufer des Granitbatholithen von Grein-Sarmingstein unmöglich zu sein.

Wenn nun auch das normale Gestein von Marbach sich kaum wesentlich unterscheiden wird von den zahlreichen kleineren Granulitvorkommen in den verschiedensten Teilen des böhmischen Massivs, vor allem im Vergneisungsgebiet östlich vom moldanubischen Granitbatholithen, so zwischen Krems und St. Pölten, bei Eitzmannsdorf, Blumau, Borry in Mähren usw., so dürfte trotzdem eine eingehende Darstellung der vielen interessanten Einzelbeobachtungen manche neue Gesichtspunkte bieten für die Beantwortung der Granulitfrage.

Mehrwöchige geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete zwischen Marbach und Sarmingstein brachten nämlich neben anderer reicher wissenschaftlicher Ausbeute auch manches wertvolle Material für die schon von Naumann verteidigte und später von Lepsius, Weinschenk und anderen vertretene Anschauung, die im Granulit nichts anderes erblickt als ein unter besonderen Bedingungen erstarrtes saures Tiefengestein, das später keine wesentliche Metamorphose mehr durchgemacht hat, im Gegensatz zur verbreiteten Ansicht, die in dem Gestein das Produkt einer besonderen „granulitoiden“ (F. E. Sueß) Umwandlung von Ortho- und Paragesteinen erblickt.

Als abgeschlossen haben die Untersuchungen im Felde nicht zu gelten; man wird vielmehr noch manche interessante Einzelheiten erwarten dürfen. Nichtsdestoweniger dürften die im nachfolgenden mitgeteilten Beobachtungen wenigstens etwas beitragen zur Klärung des Granulitproblems, das weniger durch theoretische Ableitungen als vielmehr durch Beibringung von neuem Beweismaterial seiner endgültigen Lösung zugeführt wird.

I. Das eigentliche Granulitmassiv.

Die Eisenbahn Krems—Grein durchfährt von Marbach an das Granulitmassiv in seiner ganzen Ost-West-Erstreckung, so daß zu den durch den Donaudurchbruch geschaffenen natürlichen Aufschlüssen noch eine fast ununterbrochene Kette von künstlichen kommt, die das Gestein in tadellos frischem Zustande zutage treten lassen.

1. Die Verhältnisse im allgemeinen.

Die anstehenden Felsen zeigen nicht selten neben eigentlichen Verwerfungen starke Druckklüftung, die hie und da soweit geht, daß das Gestein in kleine, meist scharfkantige Bruchstücke zerlegt wird. Dieselbe muß verhältnismäßig jung sein, da ältere Klüfte gewöhnlich von lamprophyrischen Gängen ausgefüllt oder durch innig mit dem Granulit verwachsene Pegmatit- und Aplitadern verheilt wurden. In ähnlicher Weise verheilt, sieht man vereinzelt innerhalb der granulitischen Bankung kleinere geschleppte Verwerfungen, die anscheinend in noch heißem Gestein vor sich gingen. An etwas angewitterten Felsen kann man überdies stellenweise deutliche Fluidal- oder Stauchungserscheinungen wahrnehmen. Sie entsprechen keiner Faltung im großen, sondern sind auf kleinere Partien beschränkt.

Eine wahrscheinlich verwandte Erscheinung läßt eine bei Kilometer 50:5 freigelegte Kluftwand erkennen. Hier heben sich hellere gestauchte Bänder oder Schlieren von zum Teil unregelmäßiger Begrenzung von dem nur wenig dunkleren Gestein ab, die in ihrer Form unverkennbare Ähnlichkeit haben mit aplitischen Schlieren oder verschweißten und pygmatisch gefalteten Injektionen im Granitgneis (Fig. 1). Für die primäre Entstehung dieser Stauchungen spricht das ganze Auftreten dieser Schlieren im richtungslos-körnigen¹⁾ Gestein; wir werden auf ihre Bedeutung noch zurückkommen.

Ganz ähnliche Erscheinungen kann man des öfteren auch im kleinen wahrnehmen. Die in Figur 4 abgebildete, fast rein weiße, gestauchte Schliere gleicht auffallend einer pygmatisch gefalteten aplitischen Injektionsader.

Der ständige Wechsel von helleren Partien mit wenig dunkleren im Kleinen wie im Großen ist überhaupt das gewöhnliche, wenngleich die dadurch hervorgerufene Bänderung wohl nie den Grad und die Regelmäßigkeit erreicht wie bei den bekannten Granuliten von Sachsen. Vielfach sind es nur noch unregelmäßige Schlieren, hinter denen man auf den ersten Blick Reste von aufgelöstem Schiefer vermutet (Fig. 6). Die meist licht-rotbräunliche Färbung dieser Schlieren und Bänder rührt durchgehends her von einer Anreicherung von Biotit und Granat.

¹⁾ Richtungslos körnig soll hier sowohl, als auch im Verlaufe der Abhandlung nur besagen, daß das Gestein frei ist von deutlichen Streckungserscheinungen und Kristallisationsschieferung. Daß auch das körnige Gestein trotz der vielleicht in großen Tiefen erfolgten Ausbildung in den meisten Fällen auch unter seitlichen Gebirgsdruck gestanden hat, das beweist, wie wir noch sehen werden, das gewöhnlich mehr oder weniger parallele Einstellen der zahlreichen in Auflösung begriffenen Schieferreste.

Noch dunklere, hornblende- und pyroxenhaltige Bänder sind äußerst selten und treten wohl nur als Schlieren im Kontakt mit hornblende- und pyroxenreichen Schiefen auf.

Der Bänderung folgt manchmal eine Bankung, und wo die Anreicherung des Glimmers die schiefrige Ausbildung begünstigt, kommt es schließlich zur Entstehung von ebenen, leicht ablösbaren Platten.

Als kristalline Schiefer, das ist als fremde, zum Teil kontaktmetamorphe Einlagerungen, müssen Bildungen angesehen werden, die deutlich vom Granulit unterschieden sind und von letzterem wohl injiziert, aber nur schwach durchtränkt werden. Im großen wurden solche beobachtet im Steinbruch bei Granz (Fig. 10) und in etwas verwittertem Zustande in der Böschung bei Kilometer 50·0, während eine gabbroide, vom Granulit durchsetzte Einlagerung wahrscheinlich keine kontaktmetamorphen Einwirkungen erlitten hat (Fig. 9).¹⁾ Im kleinen sind derartige Einschlüsse schön zu studieren an den zum Bahndamm gegen die Landstraße verwendeten großen Quadern, sowie an zahlreichen Handstücken.

Die im Granulit aufsetzenden Ganggesteine wurden schon erwähnt. Was von den aplitischen und pegmatitischen Gängen und Adern dem Granulit und was dem späteren Granit zuzuschreiben ist, wird sich bei der sehr abweichenden Natur beider Gesteinsarten sicher entscheiden lassen. Einige sicher granulitpegmatitischen Bildungen, wenn man überhaupt den Ausdruck gebrauchen darf, sollen unten zur Sprache kommen.

Die lamprophyrischen Gesteine, meist Kersantite (Fig. 10) gehören zweifellos zum granitischen Gangfolge. Desgleichen ein saurer Porphyrit oder Granophyr, der bei Kilometer 50·5 dieselbe Kluft mit einem Kersantit teilt.

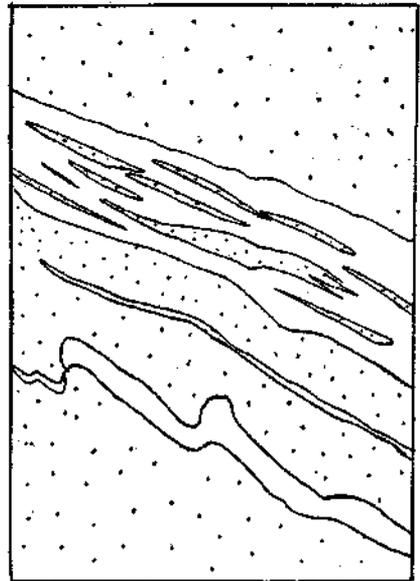


Fig. 1. Helle granulitische Adern, zum Teil ptygmatisch gefaltet, im mehr hybriden Granulit. Breite etwa 1 Meter.

2. Der normale Granulit.

Wie schon erwähnt, tritt der Granulit in reichem Wechsel auf; daß gilt schon für das normale Gestein. Neben ganz allmählichen Übergängen von licht und dunkel kommen auch ganz schroffe vor, eine Erscheinung, die man auch anderswo bei den Granuliten gewohnt ist. Auch was die Textur angeht, kann man alle Abstufungen beobachten. Rein massige Ausbildung ist gar nicht selten, wengleich sie gegenüber der mehr gehänderten stark zurücktritt. Das Korn wird dabei zuweilen etwas gröber. Wir haben dann mehr oder weniger Gesteine vor uns, wie sie F. E. Sueß von Emmersdorf a. d. Donau beschreibt,

¹⁾ Siehe Fußnote S. 163.

wo die körnige Struktur das gewöhnliche ist und Paralleltexur anscheinend so gut wie ganz fehlt. Gerade in solchen Gesteinen findet man sehr weiße, aplitähnliche Lagen, in denen nur vereinzelt ein Biotit-schüppchen oder Granatkörnchen anzutreffen ist. Wenn der rötlich-braune Glimmer zunimmt, bildet er leichte Flecken oder er reichert sich in unbestimmt umgrenzten Zügen an.

Dem Biotit gesellt sich öfters der als Antistreibmineral geltende Sillimanit zu, der mit ersterem zusammen gewundene Flasern bildet; diese erscheinen auf den unregelmäßigen Flächen des Hauptbruches als Fibrolithüberzüge. Nicht selten legen sich die bis 3 Zentimeter langen Sillimanitnadeln zu Büscheln zusammen, ohne daß man im Handstück eine Orientierung wahrnimmt. Die meist kleinen Granatkörnchen erreichen hie und da Erbsengröße, während die Zyanitkriställchen bis zu mehreren Millimetern anwachsen. Jedenfalls ist der Wechsel auch in der Mineralführung sicher viel größer als nach Sueß' Beschreibung bei Emmersdorf.

Das mikroskopische Bild dieser richtungslos-körnigen Gesteine stimmt im wesentlichen überein mit dem der Granulite von Emmersdorf, besonders was das Verhalten der Hauptgemengteile Quarz und Orthoklas betrifft. Dort bildet der Quarz nach Sueß „rundliche und stumpfeckige Körner und Körnergruppen, während der Orthoklas gern hohlgeformte Umrise annimmt, sich spitzwinkelig zwischen die Fugen der Nachbarkörner drängt oder auch in Form ganz kleiner, unregelmäßiger Lappen die Zwischenräume füllt“ (25, S. 394). Hinzuzufügen ist noch, daß der Quarz öfters gerundete Einschlüsse im Feldspat bildet, desgleichen im Granat. Sodann tritt der Perthit meist in viel größerer Ausbildung auf. Zwar bilden die Plagioklaseinlagerungen auch gerundete und elliptische, oft äußerst feine Körperchen, die manchmal an Myrmekit oder Mikropegmatit erinnern; dann beschränken sich die Verwachsungen oft auf einen kleinen Teil des Orthoklases. Das Gewöhnliche jedoch ist, daß die Einlagerungen mit dem Kalifeldspat ein so grobfaseriges Gewebe bilden, daß man zuweilen im Zweifel sein kann, welcher von beiden in größerem Maße an der Verwachsung beteiligt ist. Aber selbst wenn der Plagioklas vorherrschen sollte, so könnte man trotzdem wohl nicht von Antiperthit sprechen, da doch der Plagioklas den Eindruck der Eindringlings macht. Eine Beziehung zu irgendwelcher Druckrichtung ist bei dem Fehlen von Streckung im Gestein vollständig ausgeschlossen.

Der Plagioklas ist gewöhnlich ein saurer Oligoklas ($\perp a 4-7^\circ$, $\perp c 13-14^\circ$, $\beta < \omega$).

Der Granat erscheint meist in formlosen Lappen oder Umwachsungen von Quarz und Feldspat und ist von allen möglichen Einschlüssen erfüllt. Besonders die größeren Granaten, die nicht selten, wenigstens teilweise, deutliche Kristallumgrenzung erkennen lassen, führen als Einschlüsse Quarz, Perthit, Plagioklas, Biotit, Disthen und Rutil. Der Perthit ist gewöhnlich von einem schmalen Rand von Plagioklas umgeben. Wir werden bei der Frage nach der Entstehung des Perthits auf diese Erscheinung zurückkommen. Besonders bemerkenswert ist das Auftreten von zahlreichen gesetzmäßig orien-

tierten, äußerst feinen Rutilnadelchen, analog dem Sagenit im Biotit. Dieselben erreichen bis 0.8 mm Länge und folgen der Richtung der Spaltbarkeit nach dem Rhombendodekaeder, laufen also bei günstigen Schnitten den Kristallumrissen parallel (Fig. 2). Es scheint, daß auch innerhalb der Perthiteinschlüsse dieselben Rutilkriställchen wenigstens annähernd die gleiche Richtung beibehalten. Neben diesen gesetzmäßigen Einlagerungen trifft man im Granat auch Rutil in größeren Kriställchen; sie folgen keiner Regel. Eigentümlich ist, daß die orientierten Rutileinlagerungen den kleineren Granaten fehlen. Gerade diese sagenitähnlichen Einlagerungen scheinen gegen ein kristalloblastisches Wachstum und für eine gleichzeitige Entstehung von Granat und Rutil zu sprechen, besonders wenn man sich die äußerst schlechte natürliche Spaltbarkeit des Granats vor Augen hält. Man wird dabei wohl an einen Zerfall des TiO_2 -haltigen Granats im Augenblick der Kristallisation zu denken haben.

Der rotbraune Biotit, der meist in kleinen Schüppchen auftritt, legt sich, wo er grobschuppiger wird, gern an den Granat an oder wächst in denselben hinein, so daß man versucht wird, zu glauben, er sei aus diesem entstanden. Daß letzteres möglich ist, besonders bei Druckbeanspruchung, kann bei der nahen chemischen Verwandtschaft beider nicht bezweifelt werden, und Scheumann hat dafür den Beweis erbracht. Daß der den Granat umgebende Biotit aber sicher oft ursprünglich und mit dem Granat gleichzeitig entstanden ist, dafür zeugen die Mineralien, die den Biotit des öfteren begleiten, Sillimanit und Graphit. Nach derselben Richtung weisen die Beobachtungen Sueß', wonach häufig ein Saum von Feldspat den Biotit vom Granat trennt. Lepsius (14, S. 144) hielt denn auch den Biotit im Granulit für eine Urausscheidung desselben.

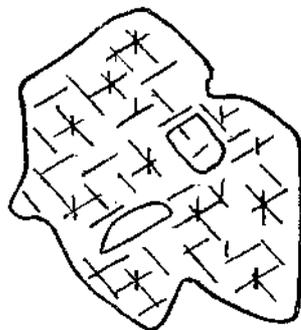


Fig. 2. Granat im Granulit, zum Teil mit Kristallumgrenzung mit sehr feinen Rutileinlagerungen parallel den Rhombendodekaederflächen, und mit Einschlüssen von Perthit mit Plagioklasrand. Etwa hundertfache Vergrößerung.

Der Graphit, der bisher aus Granuliten anscheinend noch nicht bekannt geworden ist,¹⁾ wurde in vielen Schlifften beobachtet, nachdem sein Auftreten an einer ganzen Anzahl von Gesteinen zuvor unter dem stereoskopischen Mikroskop mittels der Präpariernadel unzweideutig nachgewiesen war. Er bildet hie und da feine Täfelchen, meist aber unregelmäßige Fetzen und Schüppchen. Vor allem kommt er in der Umgebung von kohlenstoffhaltigen Resorptionsresten vor. Wir werden dem Graphit in den Granuliten noch öfters begegnen und dabei Gelegenheit haben, auf seine Bedeutung für die Frage nach der Entstehung des Granulits hinzuweisen.

Die übrigen Mineralien sind die gewöhnlichen: Zyanit, Sillimanit, Rutil und wenig Zirkon und Apatit, während Eisenerz meist nur in Spuren vorkommt.

¹⁾ Nach freundlichen Mitteilungen von Herrn Dr. Scheumann-Leipzig wurde der Graphit auch in Sachsen an einer Stelle in hybriden Granuliten gefunden.

Auf die stellenweise starke Anreicherung dieser sogenannten akzessorischen Mineralien werden wir noch zu sprechen kommen.

Von dem richtungslos-körnigen Granulit gibt es natürlich alle möglichen Übergänge. Es entwickeln sich zunächst schlierige Varietäten mit reichlicherem Biotit- und Granatgehalt, aber immer noch ohne deutliche Anzeichen von Streckung, und endlich ausgesprochen schiefrige oder plattige Gesteine. Letztere sind wohl das Ergebnis einer Erstarrung unter Druck oder doch im Anschlusse daran. Zugunsten dieser Auffassung sprechen die gerade hier besonders schön und groß ausgebildeten Myrmekite, die ja auch sonst den Granuliten selten fehlen. In solchen Gesteinen sind die meisten Mineralien stark gestreckt. Besonders der Quarz ist zu platten, linsenförmigen Körpern zerdrückt, die im Längsschnitt als lang ausgezogene Stengel erscheinen.

Wenn Grubenmann (8, S. 148, 153) die Granulite als kristalline Schiefer nach der Tiefenstufe einteilt in „biotitarne Kata-Orthoklasgneise“ und „biotitarne Meso-Orthoklasgneise“, so ist dazu zu bemerken, daß hier beide Arten, richtungslos-körnige und schiefrige Gesteine, auf engem Raum nebeneinander vorkommen, somit an Tiefenunterschiede nicht gedacht werden kann.

3. Die granulitischen Mischgesteine.

Es wurde bereits hingewiesen auf eigentümliche größere und kleinere Schlieren, die das nur wenig dunklere granulitische Gestein durchaus nicht immer parallel durchziehen und bändern und häufig gleich den Aplitadern im Gneis ptygmatisch gefaltet sind (Fig. 1, 4). Man kann bei derartigen Erscheinungen nicht an Differenzierungen im granulitischen Magma denken, an weitgehende magmatische Zerspaltung, wie das vielfach geschieht (34, S. 51). Es ist keine Entmischung, die hier stattfindet, sondern das gerade Gegenteil. Die beobachteten Tatsachen drängen geradezu zur Annahme eines Mischungsvorganges, wobei allem Anscheine nach ein sehr saures und kalireiches Magma in tiefgelegene Gesteinsmassen von wechselnder Zusammensetzung eindringt und sich mit ihnen vermischt, indem es dieselben in verschiedenem Maße aufschmilzt und sich assimiliert. Das scheint klar hervorzugehen aus der Betrachtung einiger Handstücke aus dem bei Granz gewonnenen Kleinschlag, aus dem man noch manches schöne Material zur Bestätigung der obigen These erwarten darf.

Die unvollkommenste Art der Mischung stellt die unregelmäßige Injektionsader dar. Ein schönes Beispiel für diesen Vorgang sehen wir in dem Handstück, das Fig. 3 wiedergibt. Anstehend wurde das Gestein nicht angetroffen; vielleicht ist es auch nur einer von den zahlreichen Resten resorbierter Schiefereinschlüsse im Granulit; doch das ist vorläufig weniger von Belang. Der mittlere Teil der Figur zeigt das Handstück von vorn, rechts und links von den Seiten. Die intrusive Art der granulitischen Adern kann kaum deutlicher zum Ausdruck kommen. Ganz unregelmäßig fressen sie sich in das etwas schiefrige biotitreiche Kontaktgestein hinein. Das ist vor allem schön auf den Seiten zu sehen, wo die Adern und Äderchen sich teils innerhalb der

Schieferungsflächen auskeilen, teils noch willkürlichere Formen annehmen. Dabei sind die Ränder noch viel weniger scharf, als man es zur Darstellung bringen kann. Von hier aus dringen nicht nur allerfeinste Äderchen in die minimalsten Fugen ein, sondern der Granulit selbst belädt sich auch mit losgelösten Teilchen desselben in Form von kleinen Glimmerputzen und -fasern. Das ganze stellt somit die unvollständige, gleichsam unterbrochene „Granulitisierung“ des Biotithornfels dar. Letzterer wird zu einem „Granulithornfels“, das ist ein Gestein, das weder das eine noch das andere ist, sondern ein Zwischending, ein „Mischgranulit“, für den man den von F. E. Sueß geprägten Ausdruck „Hornfelsgranulit“ (24, S. 631 ff.) beibehalten sollte, hat er doch tatsächlich von beiden etwas.

Unter dem Mikroskop zeigt die größere Granulitader die normale Zusammensetzung und Struktur mit Perthit, Quarz, Plagioklas, Granat,

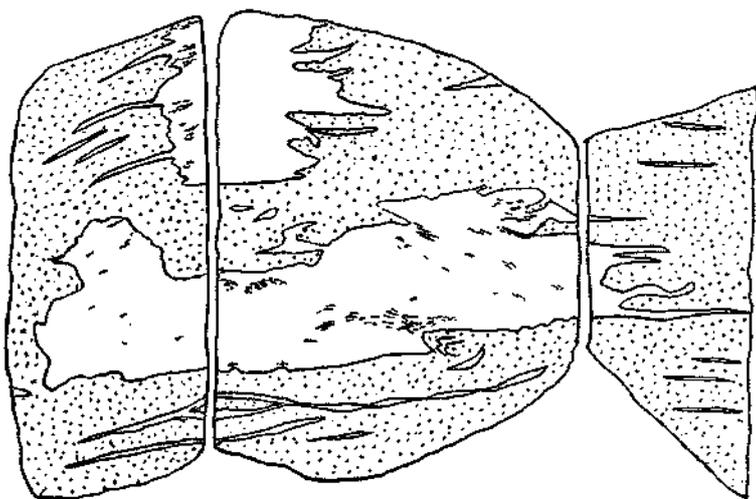


Fig. 3. Unregelmäßige Injektionsadern im Granulithornfels; in der Mitte das Handstück von vorn gesehen ($5\frac{1}{2} \times 7$ cm), rechts und links von den Seiten.

Zyanit, Biotit, Rutil und wenig Apatit. Der Biotit ist etwas großblättriger ausgebildet als gewöhnlich und stammt zweifellos aus dem Biotitfels.

Die Grenzen zwischen beiden Gesteinsarten sind ganz unbestimmt, sie gehen ganz allmählich ineinander über.

Der Granulithornfels enthält im wesentlichen dieselben Mineralien wie der Granulit, nur in anderen Mengenverhältnissen. Es kommen noch dazu Spuren von Graphit. Daß der Biotit stark überwiegen muß, ist klar. Derselbe ist parallel geordnet entsprechend der schon mit bloßem Auge erkennbaren Schieferung, obwohl Streß sonst nicht wahrzunehmen ist. Diese Schieferung muß offenbar schon vor dem Eindringen der Adern bestanden haben. Auch hier verschwimmen die feinsten granulitischen Äderchen auf das vollkommenste mit ihrer Umgebung, nur der Wechsel im Biotitgehalt deutet sie im Dünnschliff an. Man darf daher wohl ohne Gefahr den Perthit des Granulithornfels als aus dem granulitischen Magma stammend ansehen, mit dem ersterer auf allerfeinsten Poren durchtränkt wurde. Da somit ein Stoffaustausch stattgefunden hat, so liegt ohne weiteres die Vermutung

nahe, daß der Tonerdegehalt der Übergemengteile des Granulits seinen Ursprung im Schiefer hat. Wir werden im Verlauf unserer Betrachtung noch sehen, daß diese von Lepsius ausgesprochene Vermutung das höchste Maß von Wahrscheinlichkeit für sich hat. Dann aber wäre der normale Granulit schon seiner Natur nach ein hybrides Gestein, und es müßten die verschiedensten Grade der Mischung möglich sein.¹⁾

Das letztere wird gut beleuchtet durch das in Fig. 4 dargestellte Handstück, auf das bereits hingewiesen wurde wegen der ptygmatisch gefalteten Ader.

Der helle Weißstein mit wenig Biotitfasern und nur vereinzelt kleinen Granaten wird weiter oben abgelöst von einem ungleich breiten, wenig dunkleren Band von mehr grauer Farbe. Darin befindet sich die helle, fast biotit- und granatfreie Ader. Außerdem gewahrt man bei

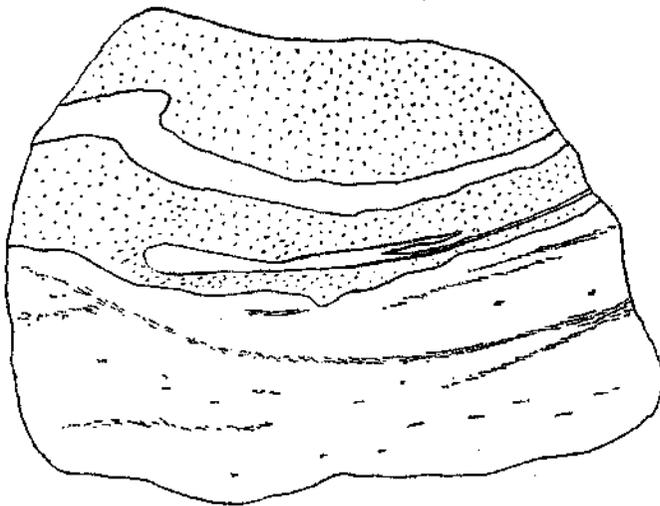


Fig. 4. Oben Partie mehr hybriden Granulits mit hellen granulitischen Adern, ptygmatisch gefaltet. Handstück 8×11 cm.

genauerem Zusehen noch viele feine, helle Schlieren und mehr oder weniger parallele Äderchen, die im allgemeinen mit der größeren Ader im gleichen Sinne verlaufen. Man darf nun diese schwach dunkelgraue Partie bestimmt nicht mehr als Hornfels ansprechen. Zwar kommt die ursprüngliche Schiefersubstanz noch in der Anordnung und Verteilung der Mineralien Biotit, Granat, Sillimanit und Graphit deutlich zum Ausdruck; das mikroskopische Strukturbild jedoch läßt die charakteristischen Eigenschaften typischer richtungslos-körniger Granulite erkennen. Solche Gesteine kommen anderswo gewiß in größeren Massen vor, und niemand würde dann an ihrer echten granulitischen Natur zweifeln. Hier aber tritt wegen des Gegensatzes der auf engstem Raum zwischen den dunkleren und helleren Teilen, beziehungsweise Adern herrscht, der Charakter eines solchen Granulits als Mischgestein klar zutage. Wenn wir schon beim Hornfelsgranulit sahen, daß derselbe höchst wahrscheinlich Bestandteile aus dem Granulit aufgenommen

¹⁾ Auf eine Einschränkung werden wir S. 168 zu sprechen kommen.

haben muß, so wird das hier für das Gestein als Ganzes noch mehr zutreffen. Tatsächlich zeigt die mikroskopische Untersuchung im helleren und im dunkleren Granulitkommen keinen anderen Unterschied als im quantitativen Verhältnis der Gemengteile, das ist im höheren Gehalt an Biotit, Granat, Disthen usw. Es ist somit die Annahme durchaus begründet, daß zum wenigsten ein großer Teil der Granulite hybride Gesteine sind, hervorgegangen aus der Auflösung und Durchdringung von sedimentärem Material vornehmlich von Tonschiefern und tonigen Sandsteinen.¹⁾ Denn diesen Mischungsvorgang kann man unzählige Male im kleinen verfolgen, da kaum eine etwas dunklere Lage im Granulit frei ist von solchen feinen Schlieren von injiziertem Material. Und was im kleinen vor sich geht, das sehen wir auch im großen, wofür die in Figur 1 dargestellten Verhältnisse ein schönes Beispiel liefern. Es kann kaum noch zweifelhaft sein, daß hier neues saures Magma in die teigige Masse der mehr hybriden Granulite eingedrungen ist, um weiter auflösend und umgestaltend in die chemischen Verhältnisse einzugreifen.

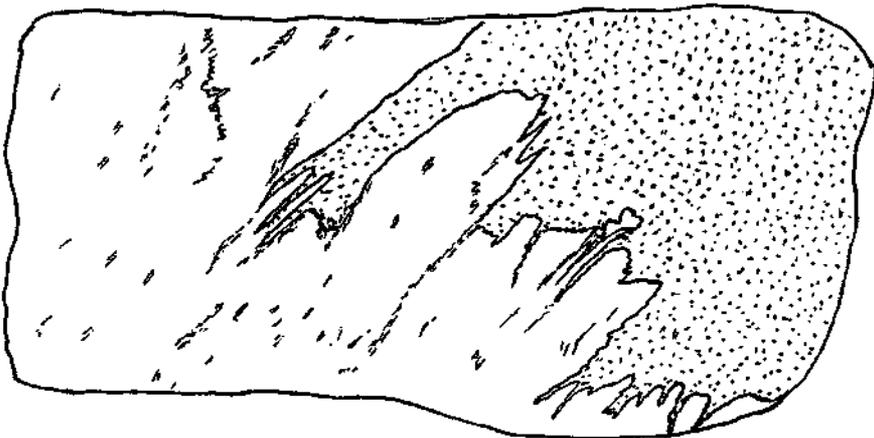


Fig. 5. In Auflösung begriffener Biotithornfels. Größe 5×10 cm.

4. Einschlüsse im Granulit.

Es wurde bereits als wahrscheinlich hingestellt, daß der Granulit, auch wo er typisch auftritt, das ist als Weißstein mit den bezeichnenden Mineralien: Granat, Zyanit usw., schon im gewissen Sinne ein hybrides Gestein ist, das den Tonerdegehalt seiner Übergemengteile der Auflösung des Nebengesteins verdankt. Der häufig auftretende Graphit läßt diese Auffassung als durchaus begründet erscheinen. Es spricht zu ihren Gunsten aber auch die Form der zahlreichen im reinen Granulit schwimmenden und teilweise verschwimmenden, bald mehr, bald weniger vollkommen resorbierten Schiefereinschlüsse. Daß es sich in der Tat um solche handelt, darüber lassen Gestalt und Umrisse derselben keinen Zweifel.

Fig. 5 stellt einen in Auflösung begriffenen Biotithornfels dar. Das Handstück hat außerordentliche Ähnlichkeit mit einem bei Lehmann

¹⁾ Für die sächsischen Granulite hat Scheumann bereits auf der Tagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Göttingen 1921 ausgesprochen, daß dieselben in erheblichem Maße hybrid sind (22.).

abgebildeten „mit büschelig verzweigten Biotitflasern“ aus dem sächsischen Granulitgebirge (13, Taf. XIV 5). Schieferung zeigt der Biotitfels keine, ebensowenig wie der Granulit selbst. Ersterer besteht unter dem Mikroskop aus den Mineralien des Granulits, nämlich aus Perthit, Quarz, Biotit, Sillimanit, Granat, Rutil, Spuren von Graphit, außerdem etwas Antiperthit. Wegen des ziemlich reichen Gehaltes an Perthit wird hier eine Zufuhr stattgefunden haben, obwohl man keine hellen Äderchen oder Schlieren wahrnimmt.

Im richtungslosen Granulit deuten die losgelösten Biotitfläserchen eine Fließrichtung an. Daß wir es tatsächlich mit abgetrennten Teilchen zu tun haben, geht hervor aus ihrer Anordnung, die sie als Fortsetzung des stark zerfransten Biotitfels erkennen läßt.

Das erhellt noch besser aus der Betrachtung des Dünnschliffes. Da sieht man, wie die äußersten Spitzen und Fransen nur mehr aus

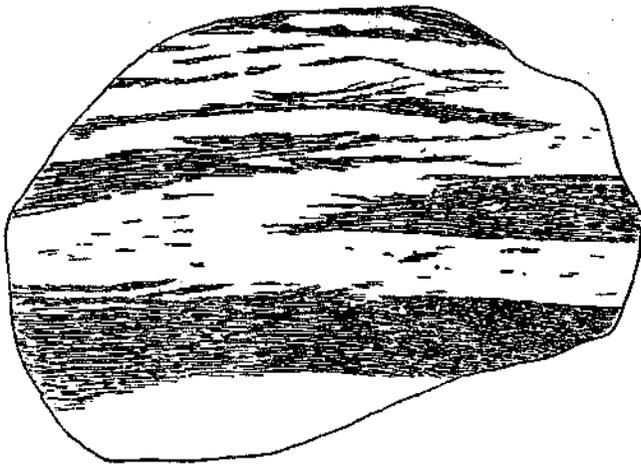


Fig. 6. Aufgeblätterter und zeretzter Schiefereinschluß, stark durchtränkt und granulitisiert: hybrider Granulit. Handstück 10×15 cm.

größeren, gleich gerichteten Biotitlamellen bestehen, während die übrigen Bestandteile jedenfalls dem Granulit einverleibt wurden.

Weiter fortgeschritten ist der Auflösungsprozeß bei der in Fig. 6 abgebildeten Probe. Obwohl die einstigen Schiefertheile an ihrer eigentümlich aufgeblätterten, zerrissenen und zeretzten Form noch gut zu erkennen sind, ist die Durchtränkung und Resorption viel weiter gediehen. Diese Partien enthalten wohl mehr Granat und Biotit, gewöhnlich in ziemlich feiner Ausbildung, aber die Farbe ist doch sehr licht fast wie in manchen hellen Granuliten. Niemand, der dieses Stück vorurteilslos betrachtet, wird hier an Differenzierung im Magma denken. Die heller sowohl wie die mehr grauen Partien sind wirklich Granulit, letztere nur unterschieden durch den etwas höheren Gehalt an Tonerde-mineralien, die die letzten Überbleibsel des ursprünglicher Schiefers darstellen.

Letzteres wird noch deutlicher aus der Betrachtung des folgenden überraschend lehrreichen Handstückes (Fig. 7). Hier sind die Schieferpartien vor der endlichen Verfestigung des Granulits noch bewegt und stark verknetet worden, wobei der Zusammenhang der einzelnen Teile gestört

wurde. Daß diese Vorgänge sich im noch plastischen Gestein abspielten, wir mithin einen präkristallinen Tektoniten im Sinne Sanders vor uns haben, beweist zunächst das Fehlen jeglicher Kataklyse und Streckung. Der Granulit ist so richtungslos wie nur möglich. Die ursprünglichen Schieferfetzen aber sind so stark umgewandelt und granulitisiert, daß sie auch im Dünnschliff nur noch an der Anordnung der Gemengteile, vor allem des Biotits und des Granats, zu erkennen sind. Dabei ist auch die ursprünglich sicher vorhanden gewesene Schieferung oder Schichtung vollständig verwischt worden. Nicht einmal der ziemlich grobschuppige Biotit hält eine Richtung ein, sondern ist regellos verteilt. Der Graphit ist auch hier wieder der untrügliche Zeuge des ursprünglichen, kohlenstoffhaltigen Sediments. Er findet sich nicht nur



Fig. 7. Granulitisierte Schieferreste im hellen richtungslosen Granulit, vor der endgültigen Verfestigung zerrissen und verknetet (10×17 cm).

in den Schieferresten, sondern auf gleiche Weise auch im Granulit, ein Beweis dafür, daß letzterer Bestandteile des ersteren aufgenommen hat.

Ein weiteres Stück (Fig. 8) zeigt neben sehr weitgehender Auflösung und Durchtränkung der sedimentären Einschlüsse ohendrein wieder klar den hybriden Charakter auch eines recht lichten körnigen Granulits. Der Haupteinschluß des Schiefers hat, von der einen Seite gesehen, die Gestalt einer liegenden, überkippten Falte. Er ist stark mit Granulit durchsetzt, nicht wie gewöhnlich in Form von feinen, parallelen Schlieren, sondern unregelmäßig, so daß der Einschluß in der angeschliffenen Platte fast einem Diorit ähnlich sieht. Links deuten Schnüre von Biotit und Granat, die wie Quasten oder Fransen in den Granulit hineinragen, die aufgeblättern und metamorphosierten Schieferlagen an, während oben rechts noch ein stark granulitisierter Schieferrest allmählich in den hellen Granulit übergeht. Wiederum ist der Unterschied zwischen Granulit und granulitisiertem Schiefer nur im Mengenverhältnis der Mineralien begründet. Den

Granulit selbst durchziehen richtungslos, zum Teil gestaucht, zahlreiche sehr weiße granulitische Äderchen, die mit der ganz wenig graueren Grundmasse innig verwoben und verschweißt sind. Diese durchaderte Partie zwischen den unvollständig aufgelösten Schieferteilen beweist unwiderleglich nicht nur den hybriden Charakter des Granulits, sondern auch die Ursprünglichkeit seiner Struktur, bei der jede Streckung oder Kristallisationsschieferung fehlt. Die pygmatische Faltung der weißen Äderchen aber stellt es außer Zweifel, daß diese in die noch heiße, plastische Masse eindringen und daß mit ihrer Kristallisation die Bewegungen im Gestein abgeschlossen waren.

Daß in unserem Granulit, im Vergleich zu anderen, z. B. in Sachsen, die Bewegungen meist sehr gering waren, bezeugen größere aufgeblätterte Einschlüsse, deren einzelne Lagen radialstrahlig von einem

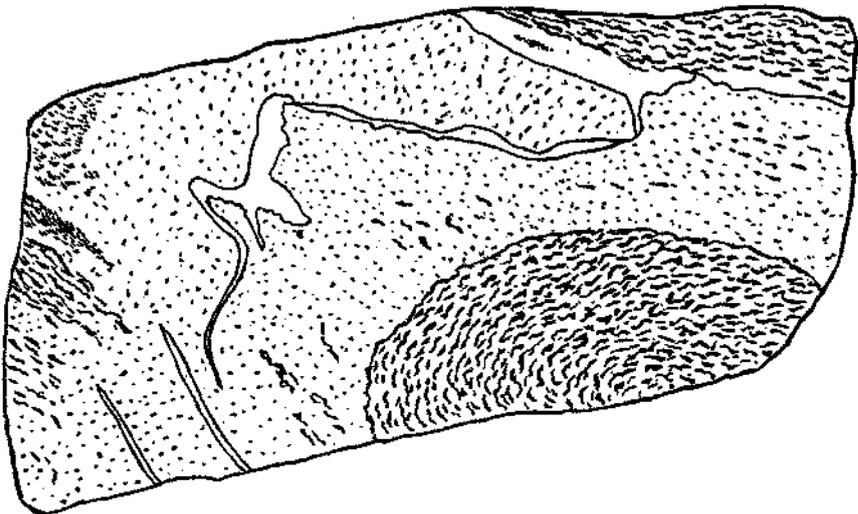


Fig. 8. Gefaltete zerrissene Schieferreste, stark granulitisiert, im hybriden Granulit. Letzterer wird wieder von hellen, pygmatisch gefalteten Granulitadern durchzogen (7 × 15 cm)

Punkte ausgehen, vergleichbar mit den aufgeschlagenen Seiten eines Buches (Fig. 11). Ein großer Block am Bahndamm bei Granz zeigt das sehr schön. Die zusammengehörenden Schieferlagen sind bis über 30 cm lang und verlaufen absolut gradlinig. Im richtungslos körnigen hellen Granulit ist eine Fließrichtung wenigstens angedeutet. Ihr folgt in einiger Entfernung links ein kleiner Schieferfetzen, während in dem Haupteinschluß das Fließen im Magma anscheinend nur gereicht hat, die Schieferlagen abzulösen und ein wenig um einen Scheitelpunkt zu drehen. Das nämliche beobachtet man nicht selten im kleinen. Zwei in gleicher Weise aufgeblätterte Einschlüsse sind besonders graphitreich. (Fig. 11—16, siehe Seite 167.)

Im übrigen sind die Mineralien der umgewandelten und granulitisierten Einschlüsse fast immer die gleichen: Perthit, vereinzelt auch Antiperthit, Quarz, Plagioklas, sodann die tonerdehaltigen Mineralien Granat, Biotit, Disthen, Sillimanit, ferner Graphit, meist sehr reichlicher Rutil und wenig Apatit, während Eisenerze im allgemeinen keine große Rolle spielen.

Vereinzelt sind graphitreiche Einschlüsse trotz der feinen, deutlichen granulitischen Lagen wohl stark metamorph, aber weniger granulitisiert, so daß auch in der Struktur der Gegensatz klar zum Ausdruck kommt.

Die Fig. 12 his 15 gehen noch eine Anzahl der interessantesten Formen von Einschlüssen wieder, die man an den Quadern des erwähnten Bahndammes bei Granz studieren kann.

Besonders sei auf das in Fig. 12 wiedergegebene Stück aufmerksam gemacht. Es hat manche Ähnlichkeit mit einem von Danzig beschriebenen von Schönfeld in Sachsen (6, S. 32). Nach ihm kommen dort Schieferschollen in großer Zahl vor und von wechselnder Größe, kleine von nur wenigen Zentimetern bis zu solchen von mehreren Metern. Unser Stück zeigt, wie auf einem Querbruch der helle Granulit durchsetzt, während er unten rechts auch noch zwischen die gelockerten Schichtfugen eindringt.

Andere Einschlüsse wurden allem Anscheine nach durch fließende Bewegungen teils zerfetzt, teils gestaucht.

Ofters wechsellagert der Granulit mit dunklen Schieferteilen, wodurch eine gleichmäßige Bänderung zustande kommt. Dabei schwankt die Mächtigkeit der granulitischen Lagen von mehreren Millimetern bis zu einigen Zentimetern. Daß die Schieferlagen nicht immer durchhalten, sondern nach der Seite oder nach der Tiefe auskeilen, sieht man gelegentlich an vorspringenden Teilen der Blöcke (Fig. 13).

Ganz in der nämlichen Weise wie nach E. Danzig bei Schönfeld in Sachsen, wo „der Granulit . . . in ersichtlich noch mit dem Hauptgestein zusammenhängenden dünnen Lagen und Schnüren unter flachem Winkel gegen die Schichtung in die Schiefer eindringt, wobei nicht selten die vom Granit her bekannte perlschnurartige Aneinanderreihung kleiner Linsen injizierten Materials zu beobachten ist“ (6, S. 31), sind auch hier die Schiefereinschlüsse meist sehr stark granulitisiert.

Aber auch der im übrigen helle und typische Granulit wird offensichtlich von den Schiefereinschlüssen beeinflußt, indem die Tonerdemineralien sich in ihrer Nähe oft außerordentlich häufen, besonders die für die Granulite so bezeichnenden, Granat und Zyanit. Daß diese Mineralien neben Biotit in den zum größten Teil aufgelösten und fast verflüchtigten, das ist granulitisierten Schieferresten besonders reich vertreten sind, ist leicht erklärlich. Aber auch in der unmittelbaren Umgebung der scheinbar manchmal weniger eingeschmolzenen Einschlüsse sind die genannten Mineralien oft so reichlich vorhanden, daß die Bruchflächen förmlich wie damit gespickt erscheinen. Zuweilen reichert sich der Granat, oft in großen idiomorphen Kristallen, neben den Einschlüssen so an, daß man kaum mehr zweifeln kann, daß er das wieder auskristallisierte Auflösungsprodukt des tonerdeichen Schiefers darstellt. In solchen Granatkristallen wurde besonders schön die erwähnte orientierte Verwachsung mit Rutil beobachtet (S. 5).

Diese Beobachtungen sind von großer Bedeutung für die Frage nach der Herkunft der Übergemengteile im Granulit, vor allem der tonerdehaltigen Mineralien wie auch des so häufigen Rutils. Entstammen diese den aufgeschmolzenen Schiefern, dann hat der Granulit tatsächlich große Massen fremden Gesteins in sich aufgenommen, und er ist seiner Natur nach ein hybrides Gestein, ein Mischgestein.

5. „Pegmatitische“ Schlieren.

Pegmatitische Schlieren im eigentlichen Sinne scheinen dem Granulit, soweit die Beobachtungen reichen, zu fehlen; sie scheinen im Widerspruch zu stehen zur Natur des granulitischen Magmas. Echte Pegmatite, die auch vorkommen, gehören wohl sicher zum Gangfolge des späteren Granits. Als pegmatitische Schlieren sollen hier nur abweichende Bildungen verstanden werden, die sich deutlich von dem normalen Gestein unterscheiden, zum Teil sich als spätere Nachschübe darstellen.

Im Steinbruch bei Granz liegt dicht an der großen, steilen Wand ein abgestürzter Block, über einem Meter lang und breit (Fig. 16). An der einen Seite haftet noch ein Stück Schiefer vom Kontakt, während die andere Seite die Grenze gegen einen Kersantitgang bildet. Auf der Oberfläche dieses Blockes treten eigentümliche Wülste von unregelmäßigem Bruch hervor, die mit dem übrigen Gestein aufs engste verwoben sind; sie laufen dem Schieferkontakt parallel. Hier hat der Granulit offenbar eine andere Zusammensetzung. Auf den ersten Blick glaubt man ein Gestein von pegmatitisch grobem Korn vor sich zu haben. Doch ist das nur scheinbar. Es tritt aber eine gewisse schlierige Beschaffenheit schon im Handstück hervor parallel den angrenzenden Schiefen. Das Gestein ist sehr licht und führt nur wenig farbige Mineralien. In der untersuchten Probe steckt überdies noch eine gleich verlaufende Linse von abweichender Zusammensetzung und verschiedenem Korn.

Mikroskopisch erkennt man als Ursache der ungleichen Beschaffenheit der „pegmatitischen“ Schlieren zunächst die bedeutend grobkörnigere Ausbildung. Die eigentümliche, schlierige Beschaffenheit aber rührt her von größeren, ausgezogenen Quarzpartien, wie sie bei unter Druck erstarrten aplitischen oder pegmatitischen Gesteinen nicht selten sind.

Die Bestandteile sind außer Quarz: Orthoklas, Plagioklas, Biotit (meist chloritisiert), Granat, Rutil, Apatit und Graphit. Perthit scheint ganz zu fehlen trotz der offenkundigen Druckwirkungen, die sich in der Streckung der gesonderten Quarzlagen offenbart. Plagioklas, wie gewöhnlich in den untersuchten Granuliten ein saurer Oligoklas, kommt viel reichlicher vor, während der Graphit unregelmäßige Schüppchen bildet.

Daß die besprochenen Schlieren wirklich zum Granulit gehören und nicht etwa als spätere granitische Injektionen gedeutet werden können, das wird absolut sicher aus der erwähnten, linsenförmig abgeschnürten Ader, die wieder unzweideutige granulitische Merkmale aufweist.

Hier ist das Gestein allerdings stark zersetzt, der Plagioklas meist getrübt und erfüllt von Serizit und Epidot, der Biotit chloritisiert und baueritisiert. Pseudomorphosen von klarem Glimmer scheinen aus Disthen hervorgegangen zu sein. Die Granaten zeigen sämtlich die Spuren eines gerichteten Druckes senkrecht zur Längserstreckung der Linse. Sie sind netzartig durchsetzt von grünlichem Biotit, dessen Maschenfäden vornehmlich in der Richtung des geringsten Druckes verlaufen. Hier begegnen wir zum ersten Male auch dem Titanit, der in den eigentlichen Granuliten nie beobachtet wurde, da er immer durch Ruti

vertreten wird. Neben unregelmäßigen großen Körnern von Titanit findet sich auch ein bedeutender Gehalt an Rutil, teils in unregelmäßigen Körnern, meist jedoch in kleineren und größeren Kriställchen. Auch der Graphitgehalt ist nicht unbedeutend. Perthit läßt sich bei dem erwähnten schlechten Erhaltungszustand nicht nachweisen.

Dasselbe Gestein, in genau derselben Ausbildung, kommt noch an einer anderen Stelle vor. Bei Kilometer 50·5 treten auf einer Kluft, wie oben bereits geschildert, zwei Ganggesteine auf, ein basisches und ein saures. Zwischen diesen steckt in der Mitte ein Brocken von mitgerissenem granulitisierten Schiefer mit granitischem Pegmatit und dem besagten Gestein als Gangbildung.¹⁾ Die Mineralführung ist absolut die gleiche. Hier ist auch der typische Perthit des Granulits ziemlich reichlich vertreten. Der Graphit bildet Täfelchen, die im Längsschnitt wie Lamellen erscheinen.

Wegen des reichen Gehaltes an Rutil und Graphit kann es kaum zweifelhaft sein, daß es sich um ein stark hybrides Gestein handelt, das gangförmig auftritt, was durchaus zum bisher erkannten Charakter des Granulits paßt. Der formlose Titanit wird dem Schiefergestein entnommen und noch nicht in die im echten Granulit herrschende Titansäureverbindung mit kleinstem Volumen übergeführt worden sein. Eigentümliche Umwandlungserscheinungen, die sich durch feinschuppige Glümmernmassen kundgeben und teils den Granat und den Disthen umranden oder auch Pseudomorphosen bilden, teils sich so häufen, daß die genannten Mineralien darin zu schwimmen scheinen, dürften späteren Prozessen ihr Entstehen verdanken und sind hier daher von untergeordneter Bedeutung.

6. Die Struktur der Granulite.

Aus den bisherigen Ausführungen geht zur Genüge hervor, daß unser Granulit ein Eruptivgestein ist, das nach seiner endgültigen Verfestigung irgendwelchen mechanischen Bewegungen von Bedeutung nicht mehr ausgesetzt gewesen ist. Wir sind absichtlich noch nicht auf die eigentümlichen Strukturen des Granulits zu sprechen gekommen. Aber gerade diese sind es, auf Grund welcher man den Granulit als ein metamorphes Gestein betrachtet wissen will. Speziell F. E. Sueß vertritt mit aller Entschiedenheit diesen Standpunkt, wenn er schreibt: „Die Parallelstruktur der Orthogneise (Gföhler Gneis) und Granulite ist gewiß keine fluidale Erstarrungsstruktur. Die dahin gerichteten Erklärungen für ähnliche Gesteine in Sachsen und im Schwarzwalde können nicht Bestand halten. Ihnen widerspricht bereits die rein granoblastische Schieferung ohne Kristallisationsfolge, welche die Orthogneise mit den Sedimentgneisen gemeinsam haben. Auch in der Ähnlichkeit der Ausbildung der Minerale, Form und Farbe der Biotite, Größe und Verteilung der Granaten und Sillimanite stehen beide Gesteinsreihen einander hinreichend nahe, daß eine gemeinsam wirkende Ursache bei der Erneuerung des Mineralbestandes angenommen werden muß.“ Er führt sodann die Beobachtungen Beckes an, der hinweist auf die unregel-

¹⁾ Die Partie ist neuerdings abgestürzt und entfernt worden.

mäßigen, an Splitter und Bruchstücke erinnernde Form der Plagioklase, die kaum direkt durch Erstarrung aus dem Schmelzfluß entstanden sein können, und der daher vermutet, daß zwischen der magmatischen Erstarrung und dem gegenwärtigen Zustande dieser Gesteine viele Veränderungen, Verschiebungen und Differentialbewegungen vor sich gegangen seien, während welcher die einzelnen Individuen in mannigfacher Weise zerbrochen und wieder durch Ausscheiden und Anpassen an die Nachbarn die vorliegende Form erhielten (29. S. 112).

Grubenmann dagegen, der ebenfalls den Granulit als ein umgewandeltes Gestein auffaßt und zu den kristallinen Schiefern rechnet, verhält sich der gegenteiligen Meinung gegenüber nicht ganz so ablehnend, er läßt vielmehr die Frage der ursprünglichen Entstehung der eigentümlichen Strukturen offen (8. S. 148). Er muß sogar zugeben, daß die Struktur oft an echte Aplit- und selbst Granitstruktur erinnert. Aus diesem Grunde nannte Weinschenk, der derartige Strukturen aus den Ceyloner Granuliten beschrieb und abbildete, die panidiomorph-körnige Struktur der Aplite wegen ihrer Ähnlichkeit mit der ungestörten der Granulite die „granulitische“, indem er sich anlehnte an die französische Bezeichnung „structure granulitique“ (35. S. 309, 33. Taf.  Fig. 2).

In der Tat kommen auch in unseren Granuliten, besonders wo die gerundeten Quarzeinschlüsse im Feldspat auftreten, Strukturbilder vor, die man ohne Gefahr als die panidiomorph-körnige der Aplite bezeichnen darf. Abweichungen von dieser Struktur sind allerdings recht häufig, vielleicht sogar die Regel. Vor allem muß man F. E. Sueß vollkommen Recht geben, wenn er an den richtungslos-körnigen Granuliten von Emmersdorf die Beobachtung machte, daß der Kalifeldspat (Perthit) „gern hohlgeformte Umrisse annimmt, sich spitzwinkelig zwischen die Fugen der Nachbarkörner drängt oder auch in Form ganz kleiner unregelmäßiger Lappen die Zwischenräume ausfüllt“, was Sueß erklärt durch die „tiefere Stellung des Orthoklases in der kristalloblastischen Reihe“ (25. S. 394). Es fragt sich nur, ob diese aus der abweichenden Struktur sich ergebenden Schwierigkeiten derart sind, daß sie die Ursprünglichkeit dieser Strukturen ausschließen, oder ob es nicht doch Gründe gibt, diese Abweichungen als bei der Verfestigung entstanden zu erklären.

Was zunächst die aus dem von Sueß beobachteten Verhalten des Orthoklases sich ergebenden Schwierigkeiten angeht, so würden diese sogleich hinfällig werden, wenn man dartun könnte, daß der Granulit, im Gegensatz zum Granit, ein trockenes Magma darstellte, arm an Wasserdampf und anderen Gasen. Dafür scheinen, wie schon Becke (4. S. 194) bemerkte, in der Tat manche Anzeichen zu sprechen, wie die feinkörnige Ausbildung, der Mangel an eigentlichen Pegmatiten und Produkten der Pneumatolyse, das vollständige Fehlen von primärem Muskovit, die eigentümliche Mineralführung der granulitischen Kontaktgesteine (Spinell im Hornfelsgranulit, Diallag im „Diallaggranulit“, überhaupt Pyroxen in den Trappgranuliten) und das ganz andere Verhalten der granulitischen Injektionsadern. Dann hätte das spätere Auskristallisieren des Kalifeldspates allem Anscheine nach nichts Auf-

fälliges mehr, man müßte es unter normalen Verhältnissen sogar erwarten bei dem bedeutend niedrigeren Schmelzpunkte des Orthoklases gegenüber dem des Quarzes.

Bezüglich der angeführten Schwierigkeiten aus den Beobachtungen Beckes wird man zugeben müssen, daß dieselben zweifellos auch eine Erklärung durch Protoklase zulassen. Denn was sich später unter den hypothetischen Bedingungen der Dislokationsmetamorphose vollziehen konnte, das nämliche war auch möglich, wenn bewegter Druck auf das erstarrende oder eben erst erstarrte Magma einwirkte. Müssen doch die Vorgänge, die sich nach den Vorstellungen Beckes bei der Versenkung in große Rindentiefen abspielen, ganz ähnlich verlaufen, wenn ein Magma unter Druck erstarrt und dieser auch nach der teilweisen Verfestigung noch anhielt. Auch dann werden schon gebildete Mineralien, die in dem zähen Kristallbrei schwimmen, gestört und teils zerbrochen, teils gelöst werden; später werden diese Mineralien — es handelt sich hauptsächlich um Quarz und Feldspat — wieder verheilt oder ganz neu gebildet werden, wobei sich die Kristalle an ihre Umgebung anpassen müssen. Die Protoklase geht auf diese Weise über in die Protoblastese, bei der nach Milch „die ausgeschiedenen, noch in einem schmelzflüssigen Reste befindlichen Bestandteile sich den Differentialbewegungen anpassen“ (20. S. 298). Der Granulit wäre somit ein protoblastisches Gestein (M. Weber) zu nennen, und als solches scheint auch Milch den Granulit aufzufassen (20. S. 298).¹⁾

Zugunsten einer protoblastischen Entstehung der eigentümlichen Strukturen im Granulit läßt sich noch ein weiterer Grund anführen, nämlich der hybride Charakter der Granulite. Weber M. hat gezeigt (32. S. 10 ff.), daß durch Aufnahme von fremder Substanz aus dem aufgelösten oder eingeschmolzenen Nebengestein die Ausscheidungsfolge vielfach gestört wird. Er weist das im einzelnen nach an einer Reihe von Mischgesteinen aus dem bayrischen Wald; darunter ist auch eines, das er „Dioritgranulit“ nennt. Wenn man auch über die Berechtigung, das Gestein Granulit zu nennen, geteilter Meinung sein kann — es handelt sich wohl um einen granathaltigen Plagioplit —, so können wir seinen Schlußfolgerungen, daß der Granat nicht nur hier, sondern auch im echten Granulit dem durch die Auflösung des Nebengesteins bedingten Tonerdeüberschuß seine Entstehung verdankt, aus den oben angeführten Gründen nur bestimmen. Wenn das aber der Fall ist, d. h. wenn tatsächlich größere Massen sandiger und toniger Schiefer aufgeschmolzen und dem granulitischen Schmelzfluß einverleibt wurden, somit Kieselsäure, Alkali, Tonerde, Titansäure und sogar Kohlesubstanz in den Bestand

¹⁾ Ganz ähnliche Anschauungen werden auch von Koßmat und Scheumann vertreten nicht nur bezüglich der Erzgebirgsgneise, sondern auch in bezug auf die sächsischen Granulite. Besonders Scheumann hat die protoblastische Aushildung der Granulitstrukturen, wenn auch in etwas verschiedener Weise, auf der Tagung der Deutschen Mineralogischen Versammlung in Göttingen 1921 ausgesprochen. Auch Tertsch (31) nähert sich in seiner Arbeit über die Granulite des Dunkelsteiner Waldes entschieden unserer Auffassung, indem er Paralleltexuren (Gewölbebau) durch Intrusionsdruck erklärt und die Ausprägung der eigentümlichen Strukturen in die Periode unmittelbar nach der Erstarrung verlegt.

des granulitischen Magmas eintraten, so mußte damit notwendig die natürliche Ausscheidungsreihe beeinflußt werden. Daher wird sich in demselben Maße die Struktur der kristalloblastischen nähern.

Nehmen wir alle diese Erklärungsmöglichkeiten zusammen, so werden aus den Strukturverhältnissen kaum noch ernsthafte Schwierigkeiten übrigbleiben, und man wird Milch beipflichten müssen, daß „unter der Einwirkung von Protoblastese und verwandten Vorgängen in Grenzfällen auch aus Schmelzflüssen vollkommen kristalloblastische, schieferige Gesteine entstehen können“ (20. S. 316).

Sueß scheint aber auch aus der Art und Beschaffenheit der Nebengemengteile, Granat, Zyanit, Sillimanit usw., seine Bedenken gegen die primäre Entstehung des Granulits herzuleiten, weil auch darin beide Gesteinsreihen, Ortho- und Paragneise, sich nahestehen sollen.

Dazu ist zunächst zu bemerken, daß neuerdings bekanntlich die Grenzen zwischen Ortho- und Paragneisen sich immer mehr verwischen, da zweifellos manche bisher als Orthogneis angesprochene Gesteine als Mischgneise einen Paraanteil in sich bergen und daher auch in Bestand und Ausbildung der Mineralien sich den Paragneisen nähern müssen. Das gilt wahrscheinlich, wenigstens zum Teil, vom Gföhler Gneis des niederösterreichischen Waldviertels, den Sueß erwähnt, und es gilt wohl sicher von unseren Granuliten, wie wir oben gesehen haben.

Betrachten wir kurz die hauptsächlichsten Mineralien. Was zunächst den Granat angeht, so kommt derselbe in absolut gleicher Ausbildung, mit Biotit vergesellschaftet, auch in zweifellos granitischen Ganggesteinen unseres Gebietes vor, und zwar in einem echten Granitaplit aus der Gegend von Sarmingstein, und in verwandten, aber zeitlich getrennten Bildungen, den Alsbachiten.

Dabei kann man wohl nur an Urausscheidung des Tonerdeüberschusses unter besonderen Druckverhältnissen denken. Was aber hier möglich war, das wird auch im Granulit möglich sein.

Schwenkel tritt denn auch entschieden für diese Auffassung ein. Nach ihm ist der Granat in den im Schwarzwald als Granulit bezeichneten sauren Ganggesteinen eine ursprüngliche Bildung, da dieses Mineral sich bei hohem hydrostatischen Druck direkt aus dem Schmelzfluß ausscheiden könne (23, S. 197). Ähnlich scheint sich Weber die Entstehung des Granats zu denken.

Zugunsten einer Urausscheidung des Granats scheinen in unseren Granuliten vor allem auch die beobachteten Einschlüsse zu zeugen, die orientierten Rutilnadelchen sowohl als auch die Perthite mit Plagioklasrand (S. 142).

Nun ist aber der Zyanit der fast stete Begleiter des Granats, besonders wo der Granulit ärmer wird an Biotit. Vor allem in der Nähe von unvollständig resorbierten Einschlüssen ist er oft geradezu gehäuft. Wenn man daher berechtigt ist, den Granat als ein Produkt der Auflösung toniger Sedimente anzusehen, dann darf man wohl mit gleichem Rechte auch vom Zyanit annehmen, daß er ganz ähnlicher Entstehung ist, stellt er doch das reine Tonerdesilikat mit kleinstem Volumen dar.

Weber (32, S. 14) glaubt für die Entstehung des Zyanits eine Dynamometamorphose in Anspruch nehmen zu müssen, die nach der Verfestigung des Gesteins wirksam gewesen wäre, und er erblickt den Grund für das Fehlen dieses Minerals in seinem „Dioritgranulit“ darin, daß derselbe von keinen nachträglichen Störungen betroffen wurde. Derartige Störungen fehlen aber auch in unsern zum Teil sehr zyanitreichen Granuliten vollständig, denn sie sind zum großen Teil durchaus richtungslos-körnig, ohne Spur von Kataklassen oder Streckungserscheinungen. Die Einschlüsse von in wechselndem Maße aufgelösten oder granulitisierten Schieferfetzen aber, die zum Teil verknetet und zerrissen im Granulit schwimmen und um die sich die Zyanitkriställchen oft in bedeutenden Mengen anreichern, sind präkristalline Tektonite, das heißt sie haben nach ihrer Umkristallisation keine nennenswerten Differentialbewegungen mehr erlitten. Selbst die durch die Anordnung der Mineralien angedeutete Schieferung ist in den meisten Fällen nur eine scheinbare, da sie bei der Metamorphose vielfach vollständig zerstört wurde. Es wird auch hier allem Anscheine nach Druck wirksam gewesen sein, aber kein nachträglicher, sondern ein solcher, der während der langandauernden Periode der Verfestigung die Bildung der Mineralien nach dem Volumengesetz beeinflusste, was Weinschenk und andere mit Piezokristallisation bezeichnet haben. Solche Mineralien mit kleinstem Volumen stellen auch die übrigen hauptsächlichsten Gemengteile dar, der Sillimanit und der Rutil.

Das Auftreten des Sillimanits wurde oben (S. 14²) bereits geschildert.

Auffällig ist das fast vollständige Fehlen des Titanits, der in eigentlichen Granuliten nie beobachtet wurde, trotz des oft recht hohen Gehaltes an TiO_2 . Diese Verbindung war offenbar unter dem hohen Druck, unter dem der Granulit erstarrte, nicht bestandsfähig, so daß TiO_2 nur als Rutil zur Ausscheidung kam. Letzteres Mineral findet sich als Einschluß in den verschiedensten Mineralien, auch im Quarz und Perthit, meist als sehr feine Kristallnadelchen, so daß man annehmen muß, daß seine Bildung sich schon sehr früh vollzog, analog der von Apatit und Zirkon in den granitischen Gesteinen.¹⁾

Wenn man daher kaum noch zweifeln kann, daß die besagten Mineralien mit kleinstem Volumen während der Erstarrung des Granulits ihre Ausbildung erlangten, so wäre damit auch ein Einfluß des Druckes auf die Mineralausscheidung bewiesen; der Granulit wäre ein piezokristallines Gestein. Allerdings war Weinschenk anscheinend weit davon entfernt, den Granulit als ein Produkt der Piezokristallisation zu betrachten, von der er annahm, daß sie auf kristalline Gesteine der alpinen Fazies beschränkt sei. Aber er betonte bereits den eigentümlichen Charakter der Granulite, der „durch schwer kontrollierbare Modifikationen der Gesamtzusammensetzung des Magmas oder der physikalischen Bedingungen während dessen Entstehung bedingt“ ist. Diese abweichenden Bedingungen wären neben der durch die Auflösung des Nebengesteins vielleicht bewirkten Störung des

1) Vergleiche Fußnote S. 166.

chemischen Gleichgewichtes und der Armut an Mineralisatoren vor allem der hohe Druck, sei es hydrostatischer oder seitlicher, der auf dem erstarrenden Magma lastete und auf die Bildung der Mineralien seine Wirkung ausübte entsprechend dem Volumengesetz.

Es bliebe uns noch die eigentümliche und in den Granuliten so allgemein verbreitete Erscheinung der Perthitbildung zu betrachten, wird sie doch vielfach als das Ergebnis einer Umwandlung unter Druck angesehen. Weinschenk wies bei der Beschreibung der Ceylongranulite (35, S. 300) bereits darauf hin, daß das konstante Auftreten des Perthits in diesen Gesteinen in absolut keine Beziehung zu bringen sei zu etwaigen Druckphänomenen, daß sich diese Verwachsungen vielmehr in rein richtungslos-körnigen Gesteinen finden, er schloß daraus, daß der Perthit eine ursprüngliche Bildung sein müsse, wenn wir auch die Bedingungen ihres Zustandekommens nicht kennen.

Das eine steht jedenfalls fest, daß die einzelnen Perthitkristalle, beziehungsweise deren mannigfaltig geformten Plagioklaseinschlüsse, die sehr oft ein den Orthoklas förmlich überwucherndes Gewebe bilden, wahllos verteilt sind, unabhängig von irgendeiner Druckrichtung. Wenn beim Zustandekommen dieser Verwachsung also Druck beteiligt war, so muß es hier wohl sicher ein hydrostatischer gewesen sein. Die in den hier seltenen Granuliten mit starkem Streß beobachtete Erscheinung, daß die Perthite mit ihrer Faserung sich senkrecht zur Schieferung, also in der Druckrichtung, einstellen, scheint ja für die Mitwirkung des letzteren bei ihrer Entstehung zu sprechen. Daß aber trotzdem die Perthitbildung auch hier etwas Ursprüngliches sein muß, scheint sich daraus zu ergeben, daß die perthitischen Spindeln ja bestimmte Richtungen, wie Spaltrisse u. dgl., im Orthoklas bevorzugen, mithin müßten sich dessen Kristalle schon gleich bei der Bildung entsprechend eingestellt haben, wenn man nicht eine vollständige Umkristallisation während der Perthitbildung annehmen will.

Hennig (26, S. 418) nimmt denn auch an, daß die Stengel im Gegensatz zu den Lamellen, die nach ihm erst später durch Druck entstanden, primär bei der Verfestigung ausgeschieden wurden. Brögger (26, S. 417) erklärt beim Feldspat vom Gomsöwege unregelmäßige (perthitische) Einlagerungen, welche parallel der Hauptzone gestreckt sind, ausdrücklich als durch Spaltung des ursprünglich auskristallisierten „Natronorthoklases“ gebildet. Daß etwas Ähnliches für die Perthite unseres Granulits gilt, die anscheinend die gleiche Ausbildung aufweisen, geht hervor aus einer bereits oben mitgeteilten Beobachtung (S. 143) an Einschlüssen in größeren Granaten mit den ebenfalls dort beschriebenen orientierten Rutileinlagerungen. Hier zeigen die Perthite, die denen in der Grundmasse vollständig gleichen, wo der Orthoklas in den meisten Fällen von einem dichten Flechtwerk gleichverlaufender und sich unter einem spitzen Winkel kreuzender Spindeln durchsetzt ist, einen deutlichen Rand von Plagioklas von derselben Zusammensetzung wie die Einlagerungen. Von einer nachträglichen Zufuhr von Plagioklassubstanz kann hier also absolut keine Rede sein. Und ebensowenig kann an eine zufällige Bildung gedacht werden, dafür sind in der genannten Weise aus-

gebildete Perthiteinschlüsse zu häufig. Es bleibt also nichts anderes übrig, als anzunehmen, daß der Einschluß zuvor eine homogene Mischung der beiden Feldspäte darstellte, die bei der Erkaltung, vielleicht unter hohem Druck oder unter sonstwie gearteten Bedingungen, die uns noch unbekannt sind, in die beiden Komponenten zerfiel.

Becke, der im übrigen die Perthitbildung als eine Eigentümlichkeit der kristallinen Schiefer betrachtet, glaubt, daß der Zerfall der homogenen Mischung der beiden Feldspäte „vielfach schon in den körnigen Massengesteinen geschieht“, „bei denen die Abkühlung langsam genug voranschreitet, um das Gestein lange in dem Bereich der Umwandelungstemperaturen verweilen zu lassen“ (2, S. 5). Im Sinne Beckes wäre dann die Perthitbildung ein primär-sekundärer Vorgang, vielleicht vergleichbar dem Zerfall des Kalknatronfeldspates des Zentralgranits in Albit und Mikrolithen von Granat, Klinozoisit usw. (33, S. 70, 3, 2, S. 5 und 123). Es scheint somit der Annahme einer ursprünglichen Bildung des Perthits nicht nur nichts im Wege zu stehen, sie dürfte im Gegenteil recht nahe liegen.

Für kristalloblastische Umwandlung glaubt Sueß endlich noch einen Grund in der vereinzelt auftretenden inversen Zonenstruktur der Plagioklase erblicken zu müssen (25, S. 395). Wenn nun auch diese von Becke zuerst beobachtete Erscheinung im allgemeinen in den kristallinen Schiefen die Regel ist, so kommt sie doch auch in sicher nicht umgewandelten Ganggesteinen unseres Gebietes vor. So wurde die besagte umgekehrte Zonenstruktur in wunderbar schöner Ausbildung in einem wahrscheinlich malchitischen Ganggestein aufgefunden. An den meist gut ausgebildeten porphyrischen Plagioklaseinsprenglingen kann man nämlich eine ganze Anzahl scharf abgegrenzter Zonen unterscheiden, von denen die äußere immer durch ausgesprochene Unterschiede in der Lichtbrechung sich als basische erweist.

Bei solchen Gesteinen, die an verschiedenen Stellen derselben Gegend mit Alsbachiten in gemischten Gängen zusammen vorkommen, wird man an Differenzierungen und Mischungen in dem, wie aus dem Odenwald bekannt, so sehr zu Spaltungen geneigten malchitisch-alsbachitischem Magma zu denken haben. Durch sie allein wird die Zunahme der Basizität, die in der inversen Zonenstruktur ihren Ausdruck findet, verständlich.

Bei der von Sueß und Tertsch in Granuliten beobachteten inversen Zonenstruktur wird ein ähnlicher Erklärungsgrund nahe liegen, nachdem wir uns über die hybride Natur der Granulite im klaren sind. Bei Mischungsvorgängen kann sich leicht die chemische Zusammensetzung des Magmas wiederholt ändern, so daß die genannte Erscheinung nicht viel Befremdendes mehr haben kann.¹⁾

Nehmen wir nun die geschilderten Verhältnisse in ihrer Gesamtheit, so werden aus der Struktur und der mineralogischen Zusammensetzung kaum ernste Schwierigkeiten übrigbleiben gegen die Auffassung, daß

¹⁾ Die erwähnte Beobachtung der inversen Zonenstruktur in einem granitischen Ganggestein, bei dem die Ursache ihres Zustandekommens ersichtlich ist, scheint von nicht geringer Bedeutung zu sein, da sie allem Anscheine nach den Schlüssel bietet für das Verständnis der analogen Erscheinung in kristallinen Schiefen. Wir behalten uns vor, gelegentlich auf diesen Gegenstand zurückzukommen.

der Granulit in bezug auf seine wesentlichen Merkmale ein primäres Gestein ist, dessen Eigentümlichkeiten und Besonderheiten nicht auf einer nachträglichen Metamorphose beruhen, sondern zurückzuführen sind auf das Zusammenspiel von Protoklase und Protoblastes, wobei der letzteren wohl die Hauptrolle zufällt. Damit soll natürlich nicht geleugnet werden, daß bei manchen Granuliten, zum großen Teil auch in unserem Gebiet, bestimmte Merkmale erst in der postmagmatischen Periode zur Ausbildung kamen, dort nämlich, wo, wie in Sachsen, derselbe Gebirgsdruck, der auf dem erstarrenden Magma lastete, auch nach der Verfestigung noch andauerte. Dahin gehören Stauchungen, Verschiebungen, Zertrümmerungen und Mylonitisierung.

2. Die größeren Einlagerungen.

Den verschiedenen Granulitmassiven sind nicht selten größere Partien fremden Gesteins eingeschaltet. In Sachsen sind es meist als Biotit-, Cordierit- und Granatgneis bezeichnete Bildungen sedimentärer Entstehung oder Serpentine, Pyroxen- und Amphibolgesteine, die sich in den meisten Fällen wohl sicher von ursprünglichen Eruptivmassen oder deren Tuffen ableiten lassen (5, 6, 13, 14).

Auf Ceylon bestehen die Einlagerungen bald aus körnigen Dolomiten und Cipollinen mit Einsprenglingen von blauem Apatit und mit Kontaktmineralien, wie Forsterit, Chondroit, Phlogopit und Spinell, bald aus granat- und sillimanitführenden Gneisen (teilweise auch mit Andalusit und Korund) oder Anorthitgesteinen mit Korund, Granat, Amphibol, Skapolith, Pyroxen und Epidot oder endlich aus typischen Kontaktgesteinen mit Grossular, Wollastonit, Diopsid usw. Dazu kommen noch die bekannten gangförmig auftretenden Graphite (35, S. 286).

Im niederösterreichischen Waldviertel findet man nördlich von St. Leonhard mitten im Granulit ein Vorkommen von typischem Sedimentgneis, Marmor und untergeordnet auch Amphibolit (4, S. 220), ganz abgesehen von den Diallag-Amphiboliten des mittleren Kamptales (7, S. 1), während dem Granulit von Borry die „Hornfelsgranulite“ Sueß eingelagert sind (24, S. 631).

Nach unserer Auffassung, wonach der Granulit seinem Wesen nach ein hybrides Gestein ist, haben solche Einlagerungen nicht nur nichts Auffälliges an sich, man müßte geradezu derartige größere unverdaute und in sehr verschiedenem Maße granulitisierte Reste sedimentären oder eruptiven Gesteins erwarten.

Wie anfangs erwähnt (S. 141), wurden auch im Granulitmassiv von Marbach-Granz größere Einlagerungen dieser Art beobachtet; es wurden dort drei angegeben, von denen die eine wegen des mangelhaften Aufchlusses für unsere Betrachtung ausscheidet. Die beiden übrigen sind in zweifacher Hinsicht interessant, einestells wegen der verschiedenen Formen des Kontakts, von denen der eine einen konkordanten, der andere einen diskordanten darstellt, andernteils wegen der Verschiedenheit des Ausgangsmaterials, das in einem Falle höchst wahrscheinlich sedimentärer, im andern Falle wohl sicher eruptiver Entstehung ist.

1. Der Anschluß bei Kilometer 50·5 der Eisenbahn (Marbach—Persenbeug).

Bei Kilometer 50·5 ist in ausgezeichneter Weise der diskordante Kontakt zwischen Granulit und einem Hypersthengabbro freigelegt (Fig. 9). Diskordant mag der Kontakt genannt werden, trotz der zum Teil parallelen Granulitapophysen, weil die Grenzen zwischen beiden Gesteinsarten ganz unregelmäßig verlaufen und der Granulit bald schmale und sogar allerfeinste Adern, bald große plumpe Linsen im Gabbro bildet. Nach oben kann der Kontakt nicht verfolgt werden, während donauabwärts die Grenzen durch die Gesteinszersetzung verwischt sind.

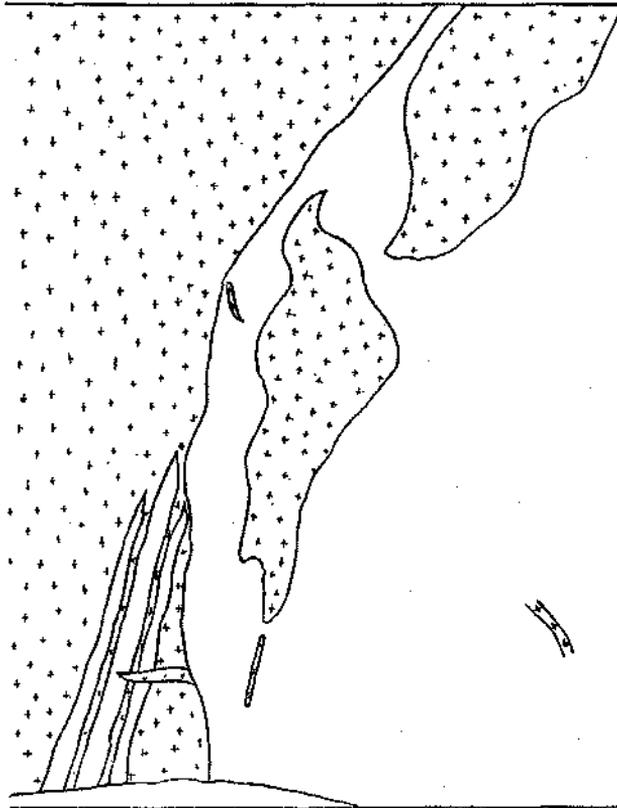


Fig. 9. Anschluß bei Kilometer 50·5 der Eisenbahn zwischen Marbach und Persenbeug: diskordanter Kontakt zwischen Granulit und Hypersthengabbro, etwas schematisiert. Breite etwa 4 m

Der Hypersthengabbro hebt sich vor allem durch die Verwitterung gut ab von dem hellen Granulit. Er zerfällt meist zu rötlichem Grus, in dem Blöcke und größere und kleinere Kugeln frischen Gesteins erhalten blieben. Letztere sind noch mit einer rotbraunen Verwitterungsrinde umgeben. Wo das Gestein zwischen den schmalen Granulitgängen eingeklemmt ist, scheint es etwas geschiefert zu sein. Doch läßt sich nach dem schlechten Erhaltungszustand nichts Bestimmtes darüber aussagen. Unten durchquert ein turmalinreicher Granitpegmatit Granulit und Gabbro.

Das frische Gestein zeigt dunkelgraue Farbe und ist von körniger Beschaffenheit und bedeutendem spezifischen Gewicht. Außer den Spaltflächen des Pyroxens unterscheidet man schon mit dem bloßen Auge

einzelne rötliche Granaten und mit der Lupe auch ziemlich viel gelbliches Eisenerz.

Mikroskopisch besteht das Gestein der Hauptsache nach aus Hypersthen. Derselbe gibt sich zu erkennen durch den deutlichen Pleochroismus (α rötlichbraun, β schwach bräunlich bis grünlich, γ grünlich), den negativen Charakter der Doppelbrechung (die sich bei der deutlichen Krümmung des Balkens im Schnitt senkrecht einer Achse gut bestimmen läßt) und die gerade Auslöschung. Bei dem starken Zurücktreten der übrigen Mineralien legen sich die einzelnen Kristalle bienenwabeförmig aneinander. Zuweilen beobachtet man beginnende Umwandlung in Amphibol, die von den Enden ausgehend auf Spaltrissen in den Kristall eindringt und nicht selten diesen ganz durchsetzt. Beim Fortschreiten dieser Zersetzung entwickeln sich schließlich strahlsteinähnliche, zum Teil wirrfaserige Aggregate von Hornblende. Wo diese an Quarz oder Feldspat angrenzen, ragen sie mit ihren Enden schief in diese hinein. Die Hornblende ist im Schliiff nur schwach pleochroitisch, grünlich bis farblos. Ein Querschnitt mit den für Hornblende charakteristischen Spaltrissen zeigt keine Kristallumgrenzung. Es handelt sich bei dieser Hornblende wohl um Uralitisierung.

Der rotbraune bis hellgelbe Biotit liegt in idiomorpher Ausbildung zwischen dem Hypersthenmosaik, begleitet aber auch die faserige Hornblende.

Der Plagioklas ist nach der Auslöschung im Schnitt $\perp a$ (65°) Labrador. Neben Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz treten auch solche nach dem Periklingesetz auf. Der Labrador ist selten, an einigen Stellen häuft er sich. In ähnlicher Weise tritt der gleichfalls seltene Quarz auf. Er ist klar und wird von Schnüren von Einschlüssen durchzogen.

Eisenerz ist reichlich vorhanden. Es ist meist Magnetkies, der sich in Salzsäure löst unter Entwicklung von H_2S und nur unregelmäßige Körner bildet. Daneben scheint auch Schwefelkies aufzutreten mit Andeutung von Kristallform.

Der makroskopisch bereits erkennbare Granat fand sich im Schliiffe nicht; er ist offenbar zu ungleich im Gestein verteilt.

Nach einer Abzählung mit Hilfe des Mikrometers nach der Rosival-schen Methode gestaltet sich das Mengenverhältnis der Mineralien etwa: Hypersthen über 70 Prozent, Biotit etwa 10 Prozent, Erz 6 bis 7 Prozent, Quarz und Feldspat gegen 10 Prozent.

Wir haben es somit mit einem Pyroxenit zu tun (Rosenbusch, Elemente, S. 220) oder einem Hypersthengabbro. Nach den Lagerungsverhältnissen ist es sicher, daß derselbe älter ist als der Granulit, an dessen eruptiver Natur hier ebensowenig gezweifelt werden kann wie an dem Primärkontakt zwischen beiden Gesteinen. Und wenn in den Granulitapophysen eine Paralleltektur wahrzunehmen ist, so fehlt davon auch die leiseste Spur in dem absolut richtunglos-körnigen Hypersthengabbro. Somit muß die Parallelstruktur im Granulit sicher primär sein, da sie sonst doch auch auf den nahen Hypersthengabbro hätte übergreifen müssen.

Ob die teilweise Uralitisierung durch den letzteren bewirkt wurde oder durch die spätere Granitintrusion, mag dahingestellt bleiben; das letztere scheint aber das Wahrscheinlichere zu sein, da man von dem trockenen granulitischen Magma in den in Frage kommenden Tiefen kaum eine andere Kontaktwirkung erwarten darf als eine vielleicht partielle Aufschmelzung, die kaum Spuren hinterlassen wird.¹⁾

Leider wurde der Granulit vom Kontakt nicht untersucht, da die Verhältnisse ursprünglich im umgekehrten Sinne aufgefaßt wurden, als ob der Pyroxenit in den Granulit eindränge.²⁾ Es ist dieses Vorkommen ein Seitenstück zu dem durch Scheumann bekanntgewordenen diskordanten Kontakt zwischen Granulit und Gabbroamphibolit bei Roßwein und an anderen Orten in Sachsen (22).

2. Der große Steinbruch bei Granz.

Der große Steinbruch bei Granz (Kilometer 51), von dessen hellen, hohen Wänden sich eine Anzahl mannigfach geteilter Lamprophyrgänge scharf abheben, so daß dieselben schon von weitem sichtbar werden, verdient noch mehr unsere Aufmerksamkeit wegen einer großen Scholle fremden Gesteins, die hier dem Granulit eingelagert ist (Fig. 10). Ihre Mächtigkeit beträgt im Mittel etwa 3 Meter. Unten verschwindet dieselbe unter dem Schutt, während sie nach oben in gewundenen Linien schräg ansteigt. Das Streichen ist ungefähr NNO, das Fallen etwa OSO. Von den erwähnten Lamprophyrgängen wird auch sie durchbrochen. Die Grenzen gegen den Granulit sind gut erkenntlich durch die dunklere Färbung und die etwas eisenschüssige Verwitterung. Der Kontakt ist durchaus konkordant, indem der Granulit sich ganz den Formen der Schiefereinlagerung anpaßt. Manchmal scheint der belle Weißstein an der Berührungslinie ohne Übergänge scharf abzuschneiden; meist jedoch vermittelt eine schlierige Zone von Mischgestein. Es sind das Bildungen, die dadurch zustande kommen, daß der Granulit Schieferlagen ablöst und sich in Form von Schlieren damit belädt. Letztere laufen in der Regel dem Kontakt parallel. In den Schiefer sieht man einige größere und zahlreiche feine Adern eindringen. Während die ersteren vielfach quer durchsetzen, halten sich die feineren meist in den Schieferfugen, wo sie sich auch wohl zu kleinen Linsen ausbuchten. Alle diese Vorgänge stellen die beginnende Granulitisierung dar, die in der Hauptmasse des Schiefergesteins, wie wir sehen werden, sicher nur äußerst gering ist.

Wir nannten das Gestein bisher Schiefer, um seine sedimentäre Entstehung anzudeuten. Wir könnten dasselbe teilweise, besonders wo die Injektionen deutlicher werden, ebensogut Gneis nennen. Ob an dieser Vergneisung nicht auch zum Teil der spätere Granit beteiligt ist, kann vorläufig nicht entschieden werden. Zum Teil ist das Gestein auch massig und hornfelsähnlich.

Aus dem Gesagten geht schon hervor, daß das Gestein von wechselnder Beschaffenheit ist. Neben granulitisch injizierten Partien findet man

¹⁾ Tatsächlich kommt der Granat doch stellenweise so reichlich vor, daß man wohl nicht umhin kann, denselben als Produkt der granulitischen Kontaktmetamorphose zu betrachten (Eklogitfazies).

solche, bei denen kaum eine Vermischung nachzuweisen ist. Die Farbe schwankt zwischen grau und schwarz. Während bestimmte Stellen durch sehr dunkle, schmale, parallele Lagen ihren sedimentären Charakter im höchsten Grade wahrscheinlich machen, sind andere wie Hornfelse ausgebildet oder wie feinkörnige Amphibolite ohne Schieferstruktur.

Die mikroskopische Untersuchung gibt uns darüber Gewißheit, daß es sich bei diesen Gesteinen um keine, auch nicht um umgewandelte, ursprünglichen eruptiven Gebilde handeln kann. Sie haben auch, abgesehen vielleicht von Partien in unmittelbarer Berührung mit dem Granulit, sehr wenig gemein mit dem, was wir als granulitische Mischgesteine oder Hornfelsgranulite kennen gelernt haben. Sie sind nach den vorliegenden Proben, was Struktur und Mineralbestand angeht, nichts anderes als Kontaktgesteine oder kristalline Schiefer.

Sie bestehen im wesentlichen aus einem Gemenge von vorwiegend Feldspat und Quarz mit bedeutenden, aber wechselnden Mengen von Pyroxen, Hornblende, Biotit, Granat, Titanit, Apatit und Erz. Feldspat und Quarz sind nicht immer gleichmäßig verteilt; besonders letzteres Mineral ist stellenweise angereichert.

Der Feldspat ist zum großen Teil Kalifeldspat; man erkennt ihn als solchen an dem häufigen Myrmekit, der ihn umgibt und sich in ihn hineinfrisßt. Es scheint Mikroklin zu sein. Die Gitterlamellierung ist allerdings recht wenig typisch, macht sich aber an etwas wie undulöser Auslöschung bemerkbar. An den Rändern glaubt man hie und da eine äußerst feine Gitterung wahrzunehmen. Kristallform zeigt er keine, Der meist zwillingslamellierte Plagioklas ist stärker lichtbrechend als Kanadabalsam. Die Auslöschungsschiefe von etwa $20^\circ \perp a$ und bei $5^\circ \perp c$ läßt auf Andesin schließen. Er ist gewöhnlich frisch, teilweise aber auch erfüllt von Ausscheidungen von Serizit und Epidotmineralien wohl als Produkt späterer Zersetzungen.

Recht häufig ist in manchen Schliften eine eigentümliche Verwachsung von Andesin und Kalifeldspat, also Antiperthit, bei dem der Kalifeldspat ein ganz unregelmäßiges Netzwerk bildet von verschiedenen breiten Maschen.

Der Quarz ist klar und ohne Anzeichen von Druckwirkungen.

Die Hornblende, die bald den Pyroxen überwiegt, bald hinter ihm zurückbleibt, zeigt vereinzelt in Schnitten senkrecht zur Vertikalachse Andeutung von Kristallform, meist bildet sie unregelmäßige Körner. Der Pleochroismus ist für α gelblichbraun, β braun, γ bräunlichgrün.

Der Pyroxen hat nie Kristallform, sondern erscheint in gerundeten und ausgebuchteten Körnern. Er ist fast farblos oder höchstens schwach grünlich. Der Achsenwinkel ist ziemlich groß. Es wird sich um Diopsid oder Diallag handeln. Für letzteren spricht die hie und da auftretende, eng gescharte Zwillingslamellierung. Vielfach ist er von einem sehr feinen, grünlichen, faserigen Rande umgeben als Zeichen der beginnenden Umwandlung in Hornblende.

Granat ist ziemlich häufig; er bildet größere, unregelmäßige Lappen. Er wird öfters von chloritisiertem Biotit umgeben und durchsetzt. Letzterer ist verhältnismäßig selten; teilweise findet er sich auch in langen Lamellen.

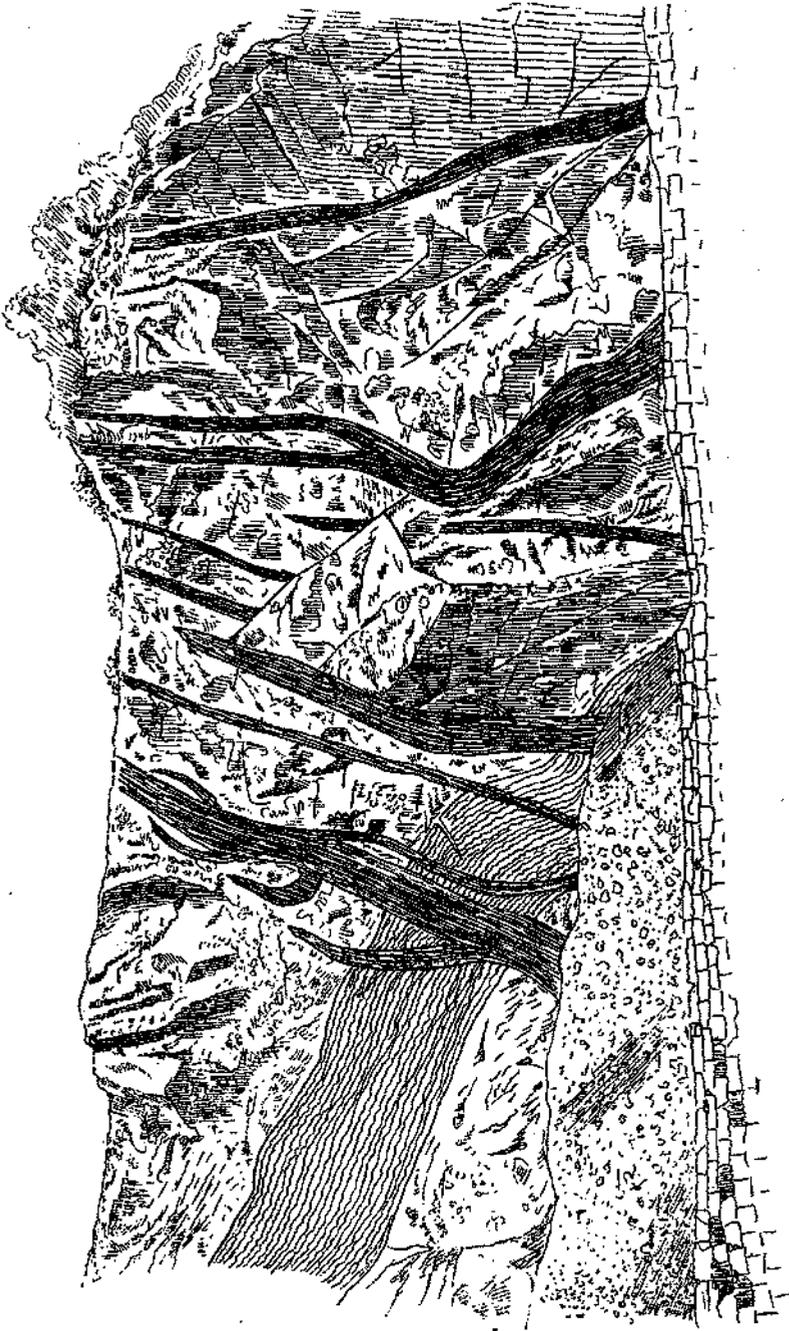


Fig. 10. Steinbruch bei Kilometer 51 der Eisenbahn zwischen Marbach und Pörsenbeug (Granz). Rechts im Granulit eine Scholle von Schiefergestein mit granulitischen Injektionen und beschränkten Mischzonen. Granulit und Schiefer werden von granitischen Lamprophyren durchsetzt. Breite des Aufschlusses etwa 30 m.

Auffallend häufig sind ziemlich große, formlose Stücke von Apatit und Titanit. Beide zeigen keine Kristallform, wenn man vereinzelt kleine Apatitkriställchen ausnimmt.

Der Titanit schließt zuweilen stärker lichtbrechende Körner ein von vermutlich Rutil. Sonst scheint letzteres Mineral, das im normalen Granulit ausschließlich die TiO_2 darstellt, hier ganz zu fehlen.¹⁾

Die großen Apatitkörner sind merkwürdig durch ihre Zweiachsigkeit, die sonst als Anomalie nur bei größeren, aufgewachsenen Kristallen vorzukommen pflegt (19, S. 107). Man bekommt des öfteren das typische Bild eines zweiachsigen Kristalls senkrecht einer Achse. Da der Achsenbalken sich kaum krümmt, muß der Winkel ziemlich groß sein. Eine etwaige Verwechslung mit schwach doppelbrechendem Orthit ist ausgeschlossen schon wegen der Lichtbrechung, besonders aber wegen der leichten Löslichkeit in Salzsäure.

Endlich finden sich noch ziemlich verbreitet unregelmäßige Körner von Eisenerz; nach der Farbe scheint es Schwefelkies zu sein.

Was die Struktur angeht, so ist dieselbe eine rein kristalloblastische, wie sie für viele Kontaktgesteine und kristalline Schiefer bezeichnend ist. Paralleltexur, insofern dieselbe durch Streckung zustande kommt, ist nicht wahrzunehmen. Manchmal wechsellagern gröbere und feinkörnigere Partien, wohl als Ausdruck der ursprünglichen Schichtung.

Die erwähnten massigen Gesteine von hornfelsartigem Aussehen finden sich in großen Blöcken in tadelloser Frische am Schutzdamm gegen den Bahnkörper. Sie sind dunkel und von ziemlich feinem, gleichmäßigem Korn und lassen schon makroskopisch einen hohen Gehalt an Hornblende oder Pyroxen vermuten. Schichtung sieht man keine, noch weniger Paralleltexur. Vereinzelt helle Schlieren mit wenig Granat, die mit der Grundmasse eng verbunden sind und keine ausgesprochene Richtung einhalten, zeugen für granulitische Beeinflussung.

Im Dünnschliff erkennt man das Gestein als im wesentlichen identisch mit dem vorher beschriebenen; es führt die nämlichen Mineralien in der gleichen Ausbildung, so daß es derselben Scholle entstammen muß. Örtliche Zersetzungen mit gleichgerichteten Adern von Klinozoisit sind gewiß späterer Entstehung.

Die hellen granulitischen Schlieren bestehen hauptsächlich aus Quarz und Feldspat. Letzterer ist zum Teil Orthoklas, aber ohne perthitische Einlagerungen. Er nimmt ähnliche Ausbildungsformen an wie im Granulit selbst. Der Plagioklas scheint noch basischer zu sein als Andesin. Infolge der eingetretenen Mischung findet sich hier auch Pyroxen und verhältnismäßig viel Titanit. Apatit bildet neben unregelmäßigen Stücken auch zierliche Kriställchen in Quarz und Feldspat.

Hier hat also tatsächlich eine Mischung stattgefunden. Sie scheint sich aber auf diese Schlieren zu beschränken, während die Hauptmasse

¹⁾ Granulit und Schiefer haben offenbar gleichzeitig unter denselben Bedingungen von Druck und Temperatur gestanden. Wenn trotzdem im Schiefer TiO_2 anscheinend ausschließlich in Form von unregelmäßig umschriebenen Titanit vorkommt, während im unmittelbar angrenzenden Granulit TiO_2 nur als Rutil ausgebildet wurde, und zwar in zierlichen Kriställchen als Einschlüsse auch in Quarz und Feldspat, so darf man darin einen sicheren Beweis erblicken, daß in beiden Gesteinen durchaus abweichende Kristallisationsbedingungen geherrscht haben müssen, was sich ja auch aus der sehr verschiedenen Struktur ergibt. In einem Falle war es die Kristallisation aus dem Schmelzfluß, wobei Rutil sich ausschied nach Art des Apatit und des Zirkon z. B. im Granit, im andern die erschwerte Kristallisationsmöglichkeit im festen Gestein, das den Druck nicht in gleicher Weise weiterleiten konnte.

des Gesteins davon kaum berührt wurde. Anderswo scheinen solche Mischungszonen stärker ausgebildet zu sein, so nach Tertschs Schilderungen im Dunkelsteiner Granulitmassiv (30).

Wären die Verbandsverhältnisse nicht so klar infolge des guten Aufschlusses, so würde man das Gestein wohl unbedenklich zu den Pyroxengranuliten stellen. Denn die so bezeichneten Gesteine erinnern nach Lehmann (12, S. 234) auch in Sachsen oft mehr an Kontaktgestein als an eruptive Massen. Unsere Gesteine sind sicher Kontaktgesteine

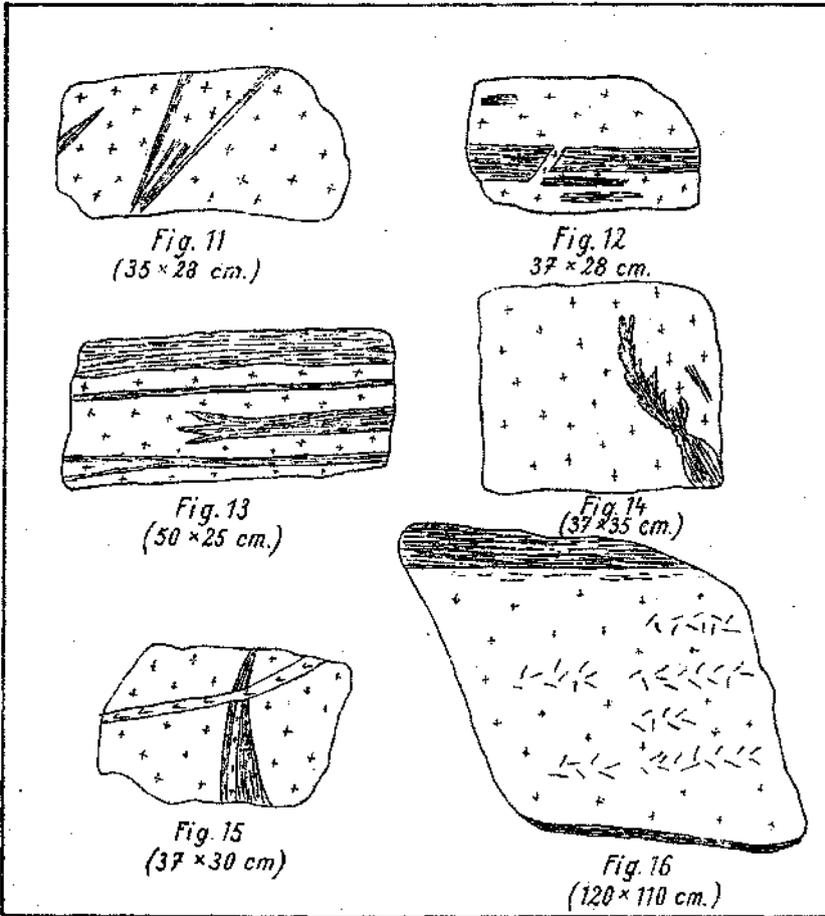


Fig. 11—15. Verschiedene Formen von Schieferresten im Granulit, von letzterem stark durchtränkt, zum Teil reich an Graphit.

Fig. 16. Abgestürzter Block im Steinbruch bei Granz (Kilometer 51 der Eisenbahn Marbach—Persenbeug) mit „pegmatitischen“ Schlieren; oben Kontakt mit Schiefer, unten mit Kersantit.

des Granulits, die der eigentlichen Granulitierung in der Hauptsache widerstanden haben. Die Aufschmelzung und granulitische Durchdringung waren hier eben unvollkommen und unvollständig. Vielleicht dürfen wir die Erklärung darin suchen, daß die Scholle erst spät in den granulitischen Schmelzfluß eingetaucht wurde, als derselbe nicht mehr so heiß und lösungsfähig war. Daß beide noch aufeinander reagierten, wurde ja gezeigt.

Man darf sich nun weiter fragen, was aus dem eingelagerten Gestein geworden, wenn es früher mit dem Granulit in Berührung gekommen und somit länger seiner Einwirkung ausgesetzt gewesen wäre? Die Frage ist

keine müßige, sondern von nicht geringer Bedeutung, um den starken Wechsel in der chemischen Zusammensetzung all der verschiedenen Gesteine zu verstehen, die unter dem Namen der Granulite zusammengefaßt werden, speziell der Pyroxengranulite.

Zunächst scheint das eine festzustehen, daß der eigentliche Granulit und die als Pyroxengranulit bezeichneten Gesteine sich im allgemeinen ziemlich scharf und unvermittelt einander gegenüberstehen.

Es gibt hier jedenfalls keine kontinuierliche Reihe von Übergängen, wie wir sie oft vom Granit bis zum Diorit und selbst gabbroähnlichen Gesteinen wahrnehmen. Die Mischungsfähigkeit scheint eben eine sehr begrenzte zu sein und sich im wesentlichen zu beschränken auf Gesteinsmassen von toniger und quarzitischer Zusammensetzung, während basischere Gebirgsarten allem Anscheine nach in geringerem Grade assimiliert werden und daher gewöhnlich Einlagerungen bilden, die dem Granulit konkordant oder diskordant eingeschaltet sind, je nachdem Bewegungen im gepreßten Magma ein paralleles Einstellen derselben gestatteten oder nicht (1, S. 228; 7, S. 6). Den ersteren Fall haben wir in Sachsen vor uns, wie Lepsius geahnt, Scheumann aber erst als zweifellos nachgewiesen hat (22). Ihrer Struktur und Zusammensetzung nach haben diese Einlagerungen nach den Schilderungen aus dem sächsischen Granulitgebirge (13, S. 234) in den meisten Fällen den Charakter von Kontaktgesteinen; es sind pyroxen- und hornblendereiche Gesteine und sogar solche vom Typus der Eklogite. Sie dürften ihrem Wesen nach dem Gestein unserer eingelagerten Scholle entsprechen. Zu einer eigentlichen Einschmelzung ist es bei diesen Gebilden offenbar nicht gekommen. Letztere scheint aber möglich zu sein und tatsächlich nicht selten stattgefunden zu haben. Das Produkt derselben stellen, wie es scheint, die Trappgranulite dar, das sind Gesteine, die nach Struktur und Mineralbestand so sehr einem Gabbro gleichen, daß z. B. Weinschenk als Strukturbild für letzteren das eines Trappgranulits aus Sachsen abbildet (33, Taf. II, Fig. 5). Dieser Trappgranulit oder Gabbro wurde denn auch schon von Dathe aufgefaßt als großkörnig ausgebildeter Pyroxengranulit (13, S. 229). In den Pyroxengranuliten aber vermutete Lepsius und vor ihm bereits Dathe, Scheerer und Stelzner nicht etwa chemische Differentiationen im Granulit, sondern Aufschmelzungsprodukte von basischen Eruptivgesteinen oder deren Tuffen.

Ein ähnliches Ausgangsmaterial werden wir auch wohl für unsere Scholle im Granulit annehmen müssen. Daß entsprechende Eruptivmassen nicht gefehlt haben, beweist das Vorkommen des Hypersthengabbro im Granulit und zahlreiche andere von Hornblendegabbros und Amphiboliten in der näheren Umgebung.

Auf die Frage nach dem so vielfach beobachteten Beziehungen vom Granulit zu basischen Eruptivmassen: Gabbros, Amphiboliten, Serpentin usw. ist in obigem die Antwort bereits im wesentlichen gegeben.

Diese basische Eruptiva sind hier bestimmt zeitlich früher, da der Granulit sie schon gebildet vorfand und in sie eindrang. So war es, wie Lepsius bereits vermutete und Scheumann auf Grund seiner Untersuchungen für sicher hält, auch in Sachsen.

Ob diese zeitlich früheren Eruptivmassen in genetischem Zusammenhang stehen mit dem Granulit, insofern als ihr Empordringen dem des Granulits voraufging, in der Weise etwa, wie manchenorts der Granit-intrusion eine solche von Gabbros und Gabbrodioriten vorausging, darüber vermag man nur Vermutungen anzustellen, Bestimmtes kann darüber nicht gesagt werden.

Handelt es sich um Gesteine, die vom Granulit mehr oder weniger vollständig eingeschmolzen wurden, so wird das Gewöhnliche sein, daß diese basischen Einschmelzungsprodukte, wie in Sachsen, zu Lagen und Linsen ausgezogen werden und so mit dem eigentlichen Granulit wechsellagern. Bei Mangel von tangentialen Druck und dadurch bewirktem seitlichen Ausweichen wäre es aber auch sehr gut denkbar, daß der „Pyroxengranulit“ den normalen Granulit gangartig durchsetzte, besonders wenn man bedenkt, daß die basischen Massen viel länger ihren zähflüssigen oder plastischen Zustand beibehalten müßten als der mehr trockene Schmelzfluß von vorwiegend Quarz und Feldspat (13, S. 235). Ja, es wäre durchaus nicht ausgeschlossen, daß auf diese Weise gabbroide Gesteine und Peridotite (Serpentine) gelegentlich durch den Gebirgsdruck aus dem Granulit in die umgebenden Schiefer hineingepreßt wurden. Mit dieser Möglichkeit müßte eine eingehende Untersuchung unseres Gebietes jedenfalls rechnen, da gabbroide Gesteine und Amphibolite sehr häufig auftreten, seltener in größeren Massen, wie unmittelbar westlich vom Marbach-Granzer Granulitmassiv, als vielmehr in meist schmalen Lagern innerhalb der Schieferformation.

3. Kleinere Granulitvorkommen.

Außerhalb des eigentlichen Massivs wurde Granulit noch an zwei Stellen mit Bestimmtheit nachgewiesen, wobei der später zu besprechende „Augengranulit“ nicht mitzählt.

1. Zunächst steht links vom Wege, der von Persenbeug über die Graphitgruben nach Mitterberg führt, oberhalb Fürholz im Walde ein eigentümliches, etwas zerklüftetes Gestein an. Auf den angewitterten, glatten Flächen ist es von hellgrauer Farbe, während dasselbe im Innern mehr dunkel gefärbt ist. Es ist dicht, fast hornfelsartig und von splinterigem Bruch. Infolge der Verwitterung tritt an der Oberfläche eine Fluidalstruktur oder Faltung sehr deutlich zutage. Außer einigen kleinen Granaten als Einsprenglingen kann man keine Mineralien unterscheiden.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, daß das Gestein starke Druckwirkungen erlitten hat im Anschluß an die Verfestigung. Die Protoklase gehen teilweise bis zur Mörtelstruktur. Die Quarze sind daher meist undulös, während die eigentliche Streckung entsprechend nicht sehr groß zu nennen ist.

Von Kalifeldspaten scheinen beide Arten vertreten zu sein. Kristalle ohne Gitterlamellierung (Orthoklas) enthalten in der Regel perthitische Spindeln. Beim Mikroklin mit klarer Gitterstruktur fehlen diese Plagioklaseinlagerungen. Seine Kristalle sind schlecht begrenzt.

Plagioklas, nach der Auslöschung (\perp c 19°) Albit, ist ziemlich selten.

Die gerundeten Granaten, vielfach mit Einschlüssen, sind gewöhnlich von einem Rand von feinschuppigem Biotit umgeben oder vereinzelt auch ganz aufgelöst. Auch sonst sind Schüppchen von Biotit nicht selten; sie bedingen die dunkelgraue Farbe des Gesteins.

Dazu kommen Sillimanit, wenig Zirkon und Apatit und endlich etwas Graphit.

Wir haben demnach wieder einen hybriden Granulit vor uns.

Zum ersten Male begegnen wir hier dem Mikroklin, der sonst den eigentlichen Granuliten zu fehlen scheint. Nach Lehmann (13, S. 216) kommt dieses Mineral in Sachsen nie vor und ebensowenig beobachtete Weinschenk dasselbe in den Ceylongranuliten (35, S. 311). Dagegen erwähnt Lehmann (13. S.) den Mikroklin aus dem südlichen Böhmen und Sueß ausnahmsweise auch aus dem Granulit von Emmersdorf (25. S. 394). In manchen Fällen mag der Mikroklin seine Entstehung nachträglicher granitischer Vergneisung verdanken. Hier sind dafür aber keine Anzeichen vorhanden.

Erwähnt muß noch werden, daß dieses Granulitvorkommen, dessen Grenzen nicht festgestellt wurden, in der nördlichen Fortsetzung des „Augengranulits“ liegt, von diesem nur etwa 1000 m entfernt; wahrscheinlich stehen beide in irgendeiner Weise im Zusammenhang.¹⁾

2. Das andere Vorkommen von Granulit treffen wir im Ispertale. Das Gestein steht auf der rechten Talseite an ein Stück unterhalb des Zusammenflusses von Klein- und Groß-Ispertbach. Es ist durch spätere Druckklüftung in scharfkantige Bruchstücke zerlegt. Äußerlich sieht man ihm die granulitische Natur wenig an. Erst beim Anschlagen fällt es durch seine Härte und Dichte auf sowie durch eine feine Bänderung, die auf einem unscharfen Wechsel von helleren und dunkleren Lagen beruht. Mit bloßem Auge nimmt man auf dem Hauptbruch sehr feine Granaten wahr. Unter dem stereoskopischen Mikroskop beobachtet man auch feine Schüppchen von Graphit.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein außerordentlich starke Streckungserscheinungen, so daß der Quarz, der den Hauptbestandteil bildet, fast ausnahmslos zu platten Körpern ausgewalzt ist, die im Längsschnitt wie lange Stengel erscheinen.

Am Feldspat beobachtet man die Streckung weniger. Perthit ist selten; einmal sieht man ihn wieder im Granat, von einem kräftigen Rand von Plagioklas umgeben.

Die rundlichen Granaten, mit Einschlüssen von Perthit, Quarz, Rutil usw., werden von zwei Arten von Glimmer begleitet, einem braunroten Biotit, der ihn umgibt und teilweise durchsetzt, und einem fast farblosen oder sehr schwach grünlichen Glimmer, der in feinschuppigen Massen sich um den Granat legt oder ihn maschenförmig durchzieht. Der erstere ist ursprünglich, da er von Graphit begleitet wird, der andere als das Produkt der Zersetzung anzusehen. Es ist dies eine neue Bestätigung für den oben aufgestellten Satz, daß der den Granat begleitende Biotit nicht immer als sekundär entstanden zu denken ist (S. 143).

¹⁾ Tatsächlich wurde das Gestein in der dazwischen liegenden kleinen Ortschaft Eder beim Ausheben eines Kellers in größeren Massen anstehend angetroffen.

In der Grundmasse bildet der Biotit meist sehr feine, parallel angeordnete Schüppchen. Er wird vielfach von Graphit begleitet.

Rutil findet sich in beträchtlichen Mengen; die in der Regel kleinen Kriställchen folgen ebenfalls der Streckung. Gleichgerichtete Sillimanitnadeln sind selten.

Wir haben hier offenbar wiederum ein granulitisches Mischgestein vor uns; dafür zeugt vor allem der Graphit und der reiche Gehalt an Rutil.

Wie das vorherige Vorkommen wurde auch dieses auf seine Ausdehnung nicht näher untersucht, da die Gesteine anfangs nicht als Granulite erkannt wurden. Da das letzte Vorkommen etwa 5 km von Fürholz entfernt liegt und das von Fürholz weitere 5 km vom Hauptmassiv, so steht zu erwarten, daß man in dem Gebiete noch mancherorts kleinere Granulitmassen antreffen wird, die alle in irgendeiner Weise mit dem Hauptmassiv im Zusammenhang stehen.

4. Der „Augengranulit“.

Oberhalb Persenbeug stößt man bei Kilometer 56·6 der Eisenbahn auf eine etwa 100 m lange, durch Sprengungen freigelegte Felswand, die uns hier zunächst nur interessiert wegen eines Gesteins, das manche Ähnlichkeit hat mit dem Augengranulit des sächsischen Granulitgebirges und allem Anscheine nach auch mit dem „Hornfelsgranulit“ Sueß' von Borry in Mähren. Es ist vor allem gut aufgeschlossen am westlichen Ende des Aufschlusses, es läßt sich aber auch noch weiter donauaufwärts verfolgen.

Das dunkle Gestein, oft mit einem Anflug von Rötlichviolett, bildet gleichmäßig dicke Lagen, die gewöhnlich durch einen sehr feinen Belag von dunklem Glimmer voneinander getrennt sind und sich daher in dieser Richtung leicht spalten lassen. Zu eigentlicher Bankung kommt es kaum. Ob es sich bei diesen Lagen um Schichtung oder Schieferung handelt, mag dahingestellt sein. Das erstere ist das Wahrscheinlichere, da eine feine, parallele Durchaderung die jetzige Ausbildung bereits vorfand. Es sind feine, helle Schnüre oder sehr dünne Bänder, die parallel diesen Lagen verlaufen und sich meist in bestimmten Abständen zu Augen erweitern. Sie sind innig mit dem Gestein verlötet. Stellenweise wird die Aderung stärker und die feinen Schnüre oder Schlieren zahlreicher. Es handelt sich hier um eine granulitische Injektion und um den Vorgang der Granulitisierung, den wir bereits kennen gelernt haben (S. 145). Sie wird nicht selten noch intensiver als bei dem oben beschriebenen Hornfelsgranulit; an einzelnen Stellen überwiegt sogar bei weitem das granulitische Material, in dem nur noch einzelne parallele Biotitlagen schwimmen. Andererseits findet man auch Partien, die kaum eine Mischung erkennen lassen. Hier gleicht der Gestein tatsächlich einem Hornfels.

Der ganze Gesteinskomplex ist nicht nur gestaucht, sondern stark gefaltet. Es kommen alle Arten von Falten vor, liegende, überkippte und sogar echte Doppelfalten. Trotzdem sind diese Falten, die hie und da bis 2 m mächtig werden können, örtlich sehr beschränkt, so daß man lieber von Verknetungen reden möchte. Ihr Charakter weicht sehr

ab von dem, was man bei gefalteten Gneisen gewohnt ist. Bei ihrer Betrachtung legt sich einem der Vergleich nahe mit dicken Gummipplatten, die man durch starken seitlichen Zusammenschub staucht und in Falten legt. Diese Faltung hat stattgefunden nach oder wahrscheinlicher während der granulitischen Injektion mit Augenbildung.

Dem Grade der Mischung nach kann man drei Typen unterscheiden: einen, bei dem man die parallelen feinen Adern nicht wahrnimmt, einen zweiten, bei dem dieselben deutlich, aber noch ziemlich fein sind, und einen dritten, bei dem das granulitische Material vorherrscht. Alle drei Typen finden sich dicht nebeneinander in einem kleinen Profil am westlichen Ende der besagten Wand.

Das erstere, mehr hornfelsartige, splittrig brechende Gestein läßt makroskopisch einzelne unregelmäßig verteilte und schlecht begrenzte Feldspäte erkennen. Mit der Lupe nimmt man sehr kleine Granaten und feine Sillimanitnadelchen wahr. Die sehr feinen Biotitschüppchen, die mit den Granaten die rötlichbraune Farbe bedingen, sind mit dem bloßen Auge nicht zu erkennen.

Mikroskopisch besteht dieses Gestein aus Quarz, Orthoklas mit perthitischen Einlagerungen, Mikroklin, Biotit, Granat, Sillimanit und wahrscheinlich Graphit. Größere unregelmäßige Körner von Quarz, Orthoklas und Mikroklin liegen in einer feinkörnigeren Grundmasse. Gerundete Granaten sind wieder von zwei Arten von Biotit umgeben und durchsetzt, einem rötlichbraunen primären und einem schwach grünlichen sekundären, der öfters in Chlorit umgewandelt ist. Eine Pseudomorphose von farblosem Glimmer mit scharfer seitlicher Begrenzung und unregelmäßigen Endungen gleicht vollkommen in Pinit umgewandelten Andalusiten, wie sie in sauren Ganggraniten derselben Gegend beobachtet wurden.

Nach dem kristalloblastischen Gefüge, das hier gar keine Ähnlichkeit hat mit dem des eigentlichen Granulits, kann man das Gestein nur Hornfels nennen. Ob eine Stoffzufuhr aus dem Granulit stattgefunden hat, läßt sich schwer sagen.

Der zweite Typus zeigt in verschiedenem Grade die erwähnte parallele Durchaderung. F. E. Sueß berichtet etwas Ähnliches aus Mähren (Jahrbuch 1900, S. 132), wenn er schreibt: „Auf den frischen Bruchflächen kann man hier zahlreiche weiße Feldspatadern sehen, welche meist der Parallelstruktur folgen und die stellenweise auftretende Fältelung mitmachen.“ In manchen Proben glaubt man schon einen dunklen Granulit vor sich zu haben, wie er nicht selten innerhalb des Hauptmassivs vorkommt.

Die mineralogische Zusammensetzung ist im wesentlichen die nämliche: Orthoklas, Mikroklin, Granat, Biotit, Sillimanit, dazu etwas Disthen, Zirkon und wenig Apatit.

Das am wenigsten granulitisch injizierte Gestein, das am meisten dem Augengranulit in Sachsen gleicht, unterscheidet sich von diesem mikroskopisch durch das bedeutend gröbere und mehr ungleiche Korn, wohl eine Folge der stärkeren granulitischen Durchdringung. Der Quarz, zum Teil gestreckt, überwiegt im allgemeinen den Kalifeldspat. Auffällig ist das fast vollständige Fehlen des Perthits. Der Biotit im Granat

erscheint wieder in der bekannten doppelten Ausbildung. Teilweise ersetzt er den Granat vollständig.

Der dritte Typus stellt den stärksten Grad der Granulitisierung dar. Teilweise bilden die biotitreichen Lagen nur noch linienartige, parallele Blätter. Ausnahmsweise wird der Biotit durch hornblendereiche, dünne Lagen vertreten. Sonst ist der Mineralbestand nicht viel verschieden; nur kommt hier ein etwas basischerer Plagioklas vor, nach Lichtbrechung ($\gamma > \omega$) und Auslöschungsschiefe ($\perp a$ um 8°) basischer Oligoklas. Quarz hat gewöhnlich das Übergewicht. Perthit ist sehr selten.

Die Struktur ist zumeist die protoblastische, die zum Teil mit Streckungserscheinungen am Quarz in die protoklastische übergeht.

Nach den geschilderten Verhältnissen kann kaum mehr gezweifelt werden, daß hier in der Tat granulitische Bildungen vorliegen, analog den Augengranuliten in Sachsen und den Hornfelsgranuliten von Mähren. Es sind Kontaktgesteine des trockenen Granulitmagmas, von diesem in verschiedenem Maße injiziert und durchtränkt. Die guten Aufschlüsse lassen in diesen Vorgang einen klaren Einblick tun. Es ist derselbe Vorgang, den wir oben an einem kleinen Handstück im kleinen studieren konnten und der keine andere Deutung zuläßt. Merkwürdig ist hier nur, gegenüber dem normalen Granulit, das häufige Auftreten von Mikroklin und das fast vollständige Fehlen von Perthit. Eigentümlichkeiten, die diese Gesteine mit dem Granulit von Fürholz (S. 169) gemeinsam haben. Der Grund ist nicht recht ersichtlich; möglicherweise ist er in bedeutend niedrigeren Temperaturen zu suchen, wie sie vielleicht in den äußeren Randzonen der granulitischen Massen geherrscht haben mögen. Jedenfalls läßt sich vorderhand nichts bestimmtes darüber aussagen.

F. E. Sueß, der allerdings in Mähren über „allgemeinen Mangel an Aufschlüssen“ klagen mußte, so daß sich der Hornfelsgranulit „kaum irgendwo in mächtigen selbständigen Bänken anstehend nachweisen läßt“, hielt dieses Gestein für eine „uralte Kontaktzone um eine ursprüngliche Eruptivmasse, welche nun in ein kristallines Schiefergestein umgewandelt ist“, während er gleichgeartete „dunkle Linsen, Streifen und Flecken im weißen Granulit“ für „veränderte Einschlüsse des Nebengesteins“ ansah. Beide sehr verschiedenen Gesteine sollen „derselben Fazies der Metamorphose, einer granulitoiden Metamorphose“, anheim gefallen sein (24, S. 623 und 647; 18, S. 623).

Wir haben oben bei der Besprechung der Struktur ausführlich untersucht, was von der hypothetischen Metamorphose des Granulits zu halten ist, und gezeigt, daß die „kristalloblastischen Strukturen“ des eigentlichen Granulits höchstwahrscheinlich entstanden sind durch das Zusammenwirken von Protoklase und Protoblastese. Das ist nicht nur die einfachere Erklärung, die daher einer komplizierten vorzuziehen ist, sie erhält auch durch das Verhalten vom Granulit zum injizierten Hornfels und zu den mannigfach gestalteten Einschlüssen als prä-kristallinen Tektoniten ihre volle Bestätigung. Wenn daher der Granulit ein ursprüngliches Gebilde darstellt, dann muß dasselbe auch von den Hornfelsgranuliten behauptet werden, die nach allem nichts anderes

sind als graduell verschiedene Mischgesteine des Granulits. Der Name „Hornfelsgranulit“ aber ist sehr glücklich gewählt und sollte für diese Gesteine beibehalten werden, weil er sehr gut die Doppelnatur derselben zum Ausdruck bringt.

5. Die Vergneisung des Granulits.

Eine weitere Erscheinung, die an demselben Aufschluß zu beobachten ist, wurde noch nicht erwähnt, es ist die nachträgliche granitische Vergneisung¹⁾ des Granulithornfelses.

Hier, an der über 100 m aufgeschlossenen Felswand, sieht man außer anderen granitischen Ganggesteinen auch protoklastische saure Ganggranite den Granulithornfels durchsetzen, teils in größeren Massen, teils in schmalen Gängen, öfters mit pegmatitischem Salband. Sie stehen gewöhnlich in diskordantem Verhältnis zum Granulithornfels; feinere Adern dringen aber auch in die Schichtfugen ein und verursachen neue Mischungen. Man unterscheidet das granitische Material leicht von dem granulitischen; denn das Korn ist ganz verschieden und das Verhalten zum injizierten Gestein ist ein durchaus anderes, wie wir gesehen haben. Daß es sich dabei um echte granitische Intrusionen und Injektionen handelt, kann nach der Untersuchung dieser Gesteine nicht zweifelhaft sein. Während nun die meist sehr feinen und äußerst feinkörnigen granulitischen Äderchen streng parallel verlaufen und aufs innigste mit dem Hornfels verschmelzen, bildet der Granit gewöhnlich gröber körnige, unregelmäßige Adern, Linsen und Flammen, die in ganz anderer Weise sich mit dem Hornfels verschweißen, was besonders auf angewitterten Flächen gut wahrzunehmen ist. Und wenn die Durchtränkung einen bedeutenderen Grad erreicht, so erkennt man den Granulithornfels gar nicht wieder, es ist aus ihm ein „Gneis“ geworden, ein nachträgliches granitisches Mischgestein. Hier vor allem kommt der ganz und gar abweichende Charakter des an Mineralisatoren reichen granitischen Magmas gegenüber dem trockenen und gasarmen des Granulits so recht zum Ausdruck. Es entstehen Gesteine, die gar keine Ähnlichkeit mehr haben mit Granulit, Gesteine, die auch primären Muskovit führen, der dem Granulit stets fehlt.

Dieser Vorgang der Vergneisung, der hier klar zu übersehen ist, ist gewiß keine vereinzelte Erscheinung, man darf vielmehr vermuten, daß er bei den schiefrigen Hornfelsgranuliten unseres Gebietes die Regel ist und daß nur zufällig diese Gesteine im wesentlichen vor der Vergneisung verschont blieben. Auch bei Granz, also im eigentlichen Granulitmassiv, scheinen schiefrige Granulite dieser Vergneisung anheimgefallen zu sein. Zwar wurden derartige Gesteine nicht anstehend angetroffen, aber unter den zum Schutze der Donauufer angeschütteten Granulithlöcken finden sich von Aplitadern ausgehende Vergneisungen, die nach der mikroskopischen Untersuchung neben den Bestandteilen

¹⁾ „Vergneisung“ wird hier gebraucht im Sinne von Granitisation. Neben anderen Gründen war dafür vor allem bestimmend, daß Scheumann auch im sächsischen Granulitgebirge in bezug auf die etwas späteren granitischen Intrusionen von Vergneisung spricht (Scheumann, Tagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Göttingen 1921).

des Granits die des Granulits, echten granulitischen Perthit und Graphit, enthalten.

Man wird daher erwarten müssen, daß man noch an anderen Stellen des weiten, durch den Granit vergneisten Gebietes zwischen Marbach und der Grenze des Batholithen von Grein-Sarmingstein nicht nur Ausläufer des Hauptgranulitmassivs samt deren Kontakt- und Injektionszonen antreffen wird, sondern auch deren weitgehende Vergneisung in vielen Fällen wird feststellen können.¹⁾ Der Granit fand eben die schiefrigen Gesteine der Gegend bereits durch den Granulit umgewandelt vor in Form von Hornfelsgranuliten und vielleicht noch anderen Kontaktgesteinen; dafür spricht die Verbreitung der beobachteten, weit voneinander entfernten Granulitvorkommen.

Derartige spätere Vergneisungen scheinen die meisten Granulitmassive betroffen zu haben, so in Sachsen, im niederösterreichischen Waldviertel, in Mähren, im Krumauer Gebiet in Böhmen und an anderen Orten. Naturgemäß sind es vor allem die schiefrigen Randzonen, die am ehesten davon ergriffen werden, während die richtungslos-körnigen Granulite mehr von aplitischen und pegmatitischen Gangbildungen erfüllt sind. Da letztere dem trockenen, gasarmen granulitischen Magma aller Voraussicht nach fehlen und fehlen müssen, so wird man diese wie auch alle Produkte der Pneumatolyse, z. B. Turmalingranite innerhalb der Granulitmassive, den später nachdringenden Graniten zuzuschreiben haben. Turmalingranulite aber, wie z. B. bei Krumau in Böhmen, sind nichts anders als durch Turmalingranite beeinflusste Granulite, zumal dieselben ja nach Hochstetter in Turmalingranite übergehen (9, S. 15).

Vielfach werden vom Granulit eigentümliche Lagerungsformen beschrieben. Dem Gewölbebau des sächsischen Granulitgebirges stehen nach F. E. Sueß (17, S. 521) in Böhmen und Niederösterreich andere Granulitvorkommen mit anderen Lagerungsverhältnissen, Fächerformen, konkordanten Einlagerungen gegenüber. Hochstetter schildert aus dem Gebiet von Krumau neben gewölbeartig auftretenden Granulitmassen auch flache oder ellipsoidische muldenförmige Einlagerungen im Gneis (9, S. 66). Ähnliche flach muldenförmige Lagerung berichtet Himmelbauer aus dem kleinen Granulitmassiv in der Horner Bucht (3, S. 219).

Man ist nun geneigt, derartige Lagerungsformen mit Dislokationen in Verbindung zu bringen und als Deckschollen zu erklären (11, S. 99).²⁾

¹⁾ Das nämliche gilt auch für das nach Osten sich anschließende Gebiet bis Emmersdorf. Ja, es ist durchaus nicht unwahrscheinlich, daß sämtliche Granulitvorkommen innerhalb der böhmischen Masse zeitlich und genetisch zusammengehören und daß zumindest ein großer Teil der ursprünglich sedimentären Bildungen der heutigen Gneisgebiete zu beiden Seiten des Granitbatholithen dem Granulit ihre erste Umwandlung verdanken (Eklogitfazies). Erst später kamen letztere unter den Einfluß des sich darunter hinziehenden Granits (Vergneisung). Zum Granit aber dürften die Granulite im selben Verhältnisse stehen, wie das sächsische Granulitgebirge zu den Erzgebirgsgneisen und -graniten.

²⁾ Neuerdings hat F. E. Sueß die Vermutung ausgesprochen, daß es sich bei den Granuliten der böhmischen Masse um umgewandelte altpaläozoische Quarzporphydecken handeln könnte (Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft, 1921, Nr. 83, Monatsversammlung 5. Dezember 1921). Dagegen spricht in unserem Gebiete neben den von Becke bei derselben Gelegenheit vorgebrachten Schwierigkeiten der deutliche Intrusionsverband.

Solche Auffassungen werden für manche granitische Ortho- und Mischgneise, wie den Gföhler Gneis, durchaus zutreffend sein. Für die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse beim Granulit aber liegt eine andere Erklärung näher, eine Erklärung, die auf der Tatsache der Vergneisung beruht. Dafür ein Beispiel! Nach Himmelbauer wird das erwähnte Granulitmassiv der Horner Bucht mit flach muldenförmiger Lagerung allseitig „von einem grobkörnigen, hellen, sehr frischen Orthogneis umgeben, der sehr wenig schiefrig ist und dadurch einem Granit näherkommt“ (4, S. 220). Dieser sicher jüngere Granitgneis hat also vor allem an den Grenzen des kompakten Granulitmassivs sich einen Weg gebahnt und, falls er dort schiefrige Gesteine, geschieferte Granulite und Hornfelsgranulite antraf, gewiß auch Mischgneise geschaffen. Diese den Granulit wie einen Fremdkörper umgebenden und unterteufenden Gneise können sehr gut eine muldenförmige Auflagerung des Granulits vortäuschen; entsprechende Paralleltexturen werden dadurch allerdings ohne weiteres nicht erklärt.

In ganz ähnlicher Weise liegen die Verhältnisse nach Hochstetter bei Krumau; und ebenso dürften auch andere Lagerungsformen ihre befriedigende Deutung finden.

Feststellungen in dieser Richtung wären auch deshalb von Wert, weil gerade diese sonderbaren Lagerungsverhältnisse seit Hochstetters Zeiten als Beweis gegen die eruptive Natur des Granulits oder doch gegen den Charakter desselben als eines ursprünglichen Eruptivgesteins ins Feld geführt wurden, da man darin ein Zeugnis für gewaltige Dislokationen sah, denen der Granulit seine vorliegenden Eigentümlichkeiten verdanken sollte.

Rückblick.

Über kaum ein anderes Gestein sind seit Naumanns Zeiten die Meinungen so auseinandergegangen als über den Granulit. Dieser erste Forscher auf diesem Gebiete hat bereits vor etwa 90 Jahren, wenn auch mit manchen irrigen Nebenvorstellungen und unrichtigen Auffassungen im einzelnen, die eruptive Natur des sächsischen Granulits im wesentlichen richtig erkannt und dieselbe mit aller Entschiedenheit verteidigt, ohne sich durch irgendwelche Schwierigkeiten in der Deutung mancher Erscheinungen beirren zu lassen. Anderen Forschern schienen diese indes so groß und unlösbar, daß sie andere Erklärungsmöglichkeiten heranziehen zu müssen glaubten. So wußte Hochstetter bei dem fast richtungslos-körnigen Granuliten von Krumau in Böhmen die muldenförmige oder elliptische Einlagerung in Gneis in keiner Weise mit der eruptiven Natur in Einklang zu bringen. Sie waren daher nach seiner Auffassung Urgesteine, gleichzeitig entstanden mit der „Gneisformation“ (S. 175). Andere vermochten sich bei der Auffassung des Granulits als Eruptivgestein den überaus starken Wechsel in den zahllosen parallelen Lagen, die eigentümlichen Augengranulite und hälleflintartigen Gebilde sowie die Mannigfaltigkeit der unter dem Namen der Pyroxengranulite zusammengefaßten Einlagerungen nicht zu erklären. Vornehmlich Stelzner sträubte sich gegen den Gedanken, daß ein

eruptives Magma sich bei seiner Verfestigung in tausendfacher Wiederholung in scharf begrenzte und chemisch und mineralogisch so ganz verschiedene Gesteine gegliedert habe. Wegen der auffallenden Ähnlichkeit ihrer Verknüpfung mit dem Wechsel von verschiedenartigen sedimentären Gesteinen dachte er denn auch wie andere Geologen an Aufschmelzung von Sedimenten in großen Tiefen, und selbst Lehmann, der die eruptive Natur klar erkannte, wagte nicht, diese Auffassung ohne weiteres von der Hand zu weisen (13, S. 234). Wieder andere, wie Dathe und Scheerer, erblickten die Schwierigkeiten mehr in dem eigentümlichen Charakter der Pyroxengranulite, die oft so gar keine Ähnlichkeit haben mit echten Eruptivgesteinen (13, S. 234).

Vielen von diesen Schwierigkeiten suchte Lehmann zu begegnen durch die Theorie von der pseudoeruptiven Natur des Granulits (13, S. 237). Nach ihm ist der Granit ein wirkliches Eruptivgestein vom chemischen Typus eines Granits oder Syenits, das aber erst infolge von starker Durchbewegung nach der Erstarrung während gewaltiger gebirgsbildender Prozesse seine heutigen textuellen wie mineralogischen Eigentümlichkeiten erhielt. Dieser durchaus gewissenhafte Forscher, dem wir vor allem gute und zuverlässige Beobachtungen und Beschreibungen der Verhältnisse im sächsischen Granulitgebirge verdanken, überschätzte wohl die Bedeutung der dynamometamorphen Beeinflussung, die zweifellos in Sachsen außerordentlich stark ist, die aber bei anderen Granulitvorkommen mit denselben wesentlichen Merkmalen oft fast ganz fehlt. Ähnliche Anschauungen vertrat auch sein Schüler Danzig, der im übrigen durch eine ganze Anzahl sehr guter Beobachtungen den eruptiven Charakter des Granulits außer Zweifel stellte (6, S. 6).

Lepsius (14), der besonders für die Ursprünglichkeit der Ausbildung der wesentlichen Eigentümlichkeiten des Granulits von Sachsen eintrat und dieselben erklärte durch Aufschmelzung von Sedimenten, alten Eruptivgesteinen und deren Tuffen, und Credner (5), der ihm schließlich hierin folgte, gingen bei ihren Auffassungen meist von theoretischen Erwägungen aus, ohne die tatsächlichen Verhältnisse eingehender zu kennen. Ihre Ausführungen werden daher im einzelnen starker Korrekturen bedürfen. Trotzdem scheint Lepsius doch in den Grundzügen richtig geschaut zu haben: Der Granulit ist ein ursprüngliches Erstarrungsgestein, das in die Schiefer eindrang, diese in weitgehendem Maße einschmolz; dabei gingen Kieselsäure, Kali und Tonerde in den Bestand des Magmas über, während basischere Gesteine eruptiver oder sedimentärer Entstehung mehr oder weniger aufgeschmolzen und vielfach durch tektonische Bewegungen zu Lagen und Linsen ausgezogen wurden. Scheumanns neuere Feststellungen über den in erheblichen Beträgen hybriden Charakter der Granulite und die Ausschlierung der basischen Einlagerungen haben die Vermutungen Lepsius' in der Hauptsache bestätigt (21 und 22).

Nach allem scheint der Granulit als das saure Glied der Charnockitserie aufzufassen zu sein, welche Ansicht Becke in Übereinstimmung mit Weinschenk (34, S. 49, 35) vertritt (Monatsversammlung der Wiener Mineralogischen Gesellschaft vom 5. Dezember 1921, Mitteilungen der

Wiener Mineralogischen Gesellschaft 1921, Nr. 83), indem er die betreffenden Gesteine von Indien (Madras) und Ceylon den verschiedenen Granulitvorkommen von Niederösterreich, Böhmen und Sachsen als gleichwertig an die Seite stellt. Allen diesen Vorkommnissen sind gewisse wesentliche Merkmale gemeinsam, die sie sofort als Granulit erkennen lassen. Unterschieden sind sie allem Anscheine nach nur durch das ungleiche Maß von Druckbeanspruchung und Durchbewegung, besonders während der postmagmatischen Periode. Daß man sich auch diese mechanischen Umformungen, denen auch wohl ein Teil der Metamorphose zuzuschreiben ist, in unmittelbarem Anschluß an die Erstarrung zu denken hat, kann nach den neueren Untersuchungen von Scheumann und Tertsch kaum mehr zweifelhaft sein.

Im Anschlusse hieran noch ein Wort zur Graphitfrage! Wir haben den Graphit als einen Bestandteil des Granulits kennen gelernt und sind ihm im Laufe unserer Untersuchungen wiederholt begegnet. Dieser kristalline Kohlenstoff ist wohl aus anderen Eruptivgesteinen, besonders aus Pegmatiten, bekannt geworden, aus Granuliten anscheinend noch nicht.¹⁾ Vielleicht kann diese Beobachtung einiges Licht werfen auf die Entstehung der Ceyloner Graphitgänge, die ebenfalls im Granulit aufsetzen. Wenn E. Kaiser neuerdings für die eigentümlichen stockartigen und gangähnlichen Lagerungsformen des Graphits von Passau eine Erklärung heranzieht, wonach derselbe nur scheinbar eruptiv sein soll, im Sinne der mobilen Schichten Stilles (10, S. 323), so ist diese Deutung für die Graphitgänge von Ceylon ausgeschlossen. Hier ist der Graphit an Ort und Stelle kristallisiert, und zwar im festen, aber noch glühend heißen Granulit; das beweist der grobschuppige Graphit senkrecht zu den Kluftwänden. Bekanntlich spielten bei den Vorstellungen Weinschenk's²⁾ über die Entstehung der Graphite von Ceylon und ebenso von Passau pneumatologische Vorgänge eine wesentliche Rolle. Letztere sind aber bei der Natur des Granulits, wie wir gesehen haben, so gut wie ausgeschlossen.

M. Weber scheint da das Rechte getroffen zu haben, wenn er den Graphit aus aufgeschmolzenen kohlehaltigen Schiefnern ableitet, wenn er auch über die Art und Weise der Ausscheidung nichts Sicheres auszusagen weiß (32). F. E. Sueß (27, S. 253) denkt für die zahlreichen Graphitvorkommen innerhalb der böhmischen Masse an Anreicherung des Graphits durch Sublimierung aus bituminösen Gesteinen während der Metamorphose in großen Tiefen, und Mohr hat diesen Gedanken weiter ausgeführt (15, S. 111 bis 145). Beobachtungen an Marmorbänken, wo der Graphit nach den Rändern abwandert, scheinen sehr zugunsten dieser Theorie zu sprechen.

1) Siehe Fußnote Seite 143.

2) Weinschenk war allem Anscheine nach über die Granulite von Ceylon, die er ja nicht aus eigenen Beobachtungen kennen zu lernen Gelegenheit hatte, nicht genügend unterrichtet. So betrachtete er die echten Pegmatite im Granulit als zu diesem gehörig, dann wäre allem Anscheine nach auch eine Pneumatolyse möglich gewesen. Überhaupt gestand Weinschenk öfters, daß ihm der Granulit eines der größten Rätsel in der Petrographie sei.

Sollte man nun die Graphitgänge im Granulit nicht in ähnlicher Weise deuten können als Wiederausscheidung größerer Massen von aufgenommenen Kohlenstoff durch eine Art Sublimierungsprozeß?

Wie man sich die Vorgänge auch vorstellen mag, das eine scheint sicher zu sein, daß, wenn der Granulit Kohlenstoff in großen Mengen aufzunehmen vermag, er denselben auch in irgendeiner Form wieder auszuscheiden imstande ist.

Ergebnisse.

1. Mineralogische Eigentümlichkeiten.

1. Granat mit orientierten Rutileinlagerungen nach den Rhombendodekaederflächen (S. 143).
2. Zweiachsiger Apatit (S. 166).
3. Perthiteinschlüsse mit Rand von Plagioklas im Granat (S. 142 und 170).
4. Zwei Arten von Biotit in und um Granat, ein primärer rotbrauner, ein sekundärer schwach grünlicher (S. 170 und 172).

2. Petrogenetische Ergebnisse.

1. Der Granulit ist ein wirkliches Intrusivgestein; das beweisen: *a*) Apophysen und Linsen im Nebengestein (S. 161 und 163), *b*) diskordante Injektionsadern (S. 145 und 161), *c*) parallele Adern auf den Schichtfugen des kontakmetamorphen Nebengesteins, teilweise mit Bildung von Feldspatäugen (S. 145 und 171).

2. Der Granulit stellt allem Anscheine nach, im Gegensatz zum Granit, ein saures, wasser- und gasarmes Magma dar, nämlich das saure Glied der Charnockitreihe. Das scheint zu folgen neben der meist feinkörnigen Ausbildung: *a*) aus dem Fehlen eigentlicher Pegmatite (S. 152), *b*) aus dem Mangel jeglicher Anzeichen von Pneumatolyse (S. 175), *c*) aus dem vollständigen Fehlen vom primären Muskovit, *d*) aus bestimmten Eigentümlichkeiten der Kontaktmetamorphose (S. 154), *e*) aus dem ganz verschiedenen Verhalten der granulitischen Injektionen zum Beispiel im Hornfelsgranulit gegenüber solchen von Granit (S. 174).

3. Viele Granulite sind offenbare Mischgesteine, die noch jetzt den Mischungsvorgang klar erkennen lassen („hybride Granulite“ Scheumanns). Oft lassen solche hybride Granulite noch deutlich die Reste des unvollkommen resorbierten Schiefergesteins an der Anordnung und Anreicherung der Tonerdemineralien Granat, Disthen, Biotit, Sillimanit erkennen (S. 147 bis 151).

4. Selbst der typische Weißstein mit Granat und Zyanit ist wahrscheinlich ein hybrides Gestein, das seinen Tonerdeüberschuß, der sich in den oft sehr reichlichen Tonerdemineralien zu erkennen gibt, im wesentlichen der Auflösung tonigen Nebengesteins verdankt. Das scheint hervorzugehen: *a*) aus der großen Anzahl von Resten des Nebengesteins, die in vielfach richtungslos körnigem Granulit schwimmen (S. 147 bis 151), in deren Umgebung *b*) die Mineralien Granat, Zyanit usw. sich oft bedeutend anreichern (S. 151), *c*) aus dem oft beobachteten Graphit, der offenbar dem aufgelösten Nebengestein entstammt (S. 143, 148, 150, 152, 170).

5. Der Granulit ist ein Eruptivgestein, das in vielen Fällen keine wesentliche postmagmatische Metamorphose mehr durchgemacht hat, das seine besonderen Eigentümlichkeiten vielmehr ursprünglich erworben hat durch das Zusammenwirken von Protoklase und Protoklastese (S. 154 bis 160). Die eigentümliche Mineralparagenese: Granat, Disthen, Sillimanit, Rutil ist das Produkt der Piezokristallisation in großer Tiefe (S. 156 und 157).

6. Die Resorptionsfähigkeit des granulitischen Magmas ist zwar groß, scheint aber dennoch begrenzt zu sein und sich im allgemeinen zu beschränken auf tonige oder tonig-sandige Sedimente, während basische Gesteine sedimentärer oder eruptiver Herkunft gewöhnlich scharf gegen den Granulit absetzen und meist parallele Lagen und Linsen bilden (S. 168).

7. Diese oft zahlreichen, verschieden mächtigen, basischen Einlagerungen sind keine Differenzierungen im granulitischen Magma, sondern Fremdkörper, die ihre Form und Lagerung einem seitlichen Ausweichen des zähflüssigen Magmas quer zum Gebirgsdruck verdanken (S. 169). Wo diese Fließbewegungen fehlten, kommen auch andere Lagerungsformen vor (S. 161).

8. Derartige unter dem Namen der Pyroxengranulite zusammengefaßte Gesteine: Amphibolit, Diallagamphibolit, Pyroxenit, Eklogit, Trappgranulit sind teils Kontaktgesteine des Granulits, teils Produkte der vollständigen Einschmelzung, z. B. Trappgranulit und Gabbro (S. 161 bis 169).

9. Die Hornfelsgranulite sind granulitische Kontaktgesteine, die in den meisten Fällen parallel der Schichtung oder Schieferung granulitisch injiziert wurden; dabei bildeten sich vielfach Feldspat-Augen: Augengranulite (S. 171 bis 174).

10. Die meisten Granulitmassive wurden von einer späteren Granitisation, einer granitischen Vergneisung betroffen; ihr fallen vor allem die schiefrigen Granulite und Hornfelsgranulite zum Opfer (S. 174 und 176).

11. Viele eigentümliche Lagerungsformen, besonders Mulden, Decken und Einlagerungen, sind wohl in vielen Fällen auf die spätere granitische Vergneisung zurückzuführen, indem der den Granulitkörper umgebende Granitgneis (Ortho- oder Mischgneis) denselben scheinbar unterteuft, überlagert oder einschließt (S. 176).

Die Belegstücke befinden sich in den Vergleichssammlungen der Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt, dessen Direktor, Herr Oberbergrat Professor Dr. G. Klemm, in entgegenkommendster Weise einen Arbeitsplatz einräumte und durch Rat und Tat stets das lebhafteste Interesse an den Untersuchungen bekundete. Ihm sei an dieser Stelle der aufrichtigste Dank ausgesprochen. Desgleichen Herrn Dr. K. H. Scheumann, Leipzig, für manche wertvolle hriefliche Winke und Fingerzeige.

Darmstadt, den 15. März 1923.

Literaturnachweis.

(Die eingeklammerten Zahlen im Text bedeuten Nummer und Seitenzahl.)

1. Becke, F., Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels, Tschermaks min.-petrograph. Mitteilungen, 1882.
2. —, Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer, Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften, Wien 1913.

3. Becke, F., Piezokristallisation und Kristallisationschieferung, X. Intern. Geologenkongreß, Mexiko.
4. —, Himmelbauer, A., Reinhold, F., Görgey, R., Das niederösterreichische Waldviertel, Tschermaks min.-petrograph. Mitteilungen, 1913.
5. Credner, H., Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges, Zentralblatt für Mineralogie, Geologie, Paläontologie, 1907.
6. Danzig, E., Über die eruptive Natur gewisser Gneise. Inaug.-Diss., Kiel 1888.
7. Grengg, R., Der Diallagamphibolit des mittleren Kamptals, Tschermaks min.-petrograph. Mitteilungen, 1910.
8. Grubenmann, U., Die kristallinen Schiefer, 1910.
9. Hochstetter, F., Geognostische Studien im Böhmerwalde, Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1854.
10. Kaiser, E., Zur Entstehung der Passauer Graphitlagerstätten, Geolog. Rundschau, 1922.
11. Kölbl, L., Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel, Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, Wien 1922.
12. Koßmat, F., Geologie von Sachsen.
13. Lehmann, Joh., Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinen Schiefergesteine usw. Bonn 1884.
14. Lepsius, R., Geologie von Deutschland, 1910.
15. Mohr, H., Über die Entstehung einer gewissen Gruppe von Graphitlagerstätten, Berg- und Hüttenmänn. Jahrb., Wien-Berlin 1920.
16. Naumann, C. F., Über die Bildung der sächsischen Granulitformation, Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1856.
17. Neumayer-Sueß, Erdgeschichte, Leipzig-Wien 1920.
18. Rosenhusch, H., Elemente der Gesteinslehre, 1910.
19. —, Physiographie der petrograph. wichtigen Mineralien, I., 2. 1905.
20. Salomon, W., Grundzüge der Geologie, Allgemeine Geologie, I. Teil, Innere Dynamik; L. Milch, Umwandlung der Gesteine, S. 267, 1922.
21. Scheumann, K. H., Das kinematische Moment in dem Prozeß der Metamorphose des sächsischen Mittelgebirges, Zeitschrift für Kristallographie, Bd. LVI, Heft 4.
22. —, Über Intrusiv-, Injektions- und Assimilationsverband des Granulits mit Derivaten der Peridotit-Gabbro-Amphibolitreihe im sächsischen Granulitgebirge. Zeitschrift für Kristallographie, Bd. LVII, Heft 5.
23. Schwenkel, H., Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes, Tschermaks min.-petrograph. Mitteilungen, 1912.
24. Sueß, F. E., Der Granulitzug von Borry in Mähren, Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1900.
25. —, Das Grundgebirge im Kartenblatt St. Pölten, Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1904.
26. —, Die Perthitfeldspäte aus kristallinen Schiefergesteinen, Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1904.
27. —, Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumwandlung, Mitteilungen der Geolog. Gesellschaft, Wien 1909.
28. —, Die Moravischen Fenster, Denkschriften der mathem.-naturwiss. Klasse der kais. Akademie der Wissenschaften, Wien 1912.
29. —, Bemerkungen zur neueren Literatur über die moravischen Fenster, Mitteilungen der Geol. Gesellschaft, Wien 1918.
30. Tertsch, H., Studien an Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassivs, Tschermaks min.-petrograph. Mitteilungen, 1917.
31. —, II. Teil, Tschermaks min.-petrograph. Mitteilungen, V. und VI. Heft, 1922.
32. Weher, M., Metamorphe Fremdlinge in Erstarrungsgesteinen, Sitzungsberichte der königl. bayrischen Akademie der Wissenschaften 1910, 13. Abhandlung.
33. Weinschenk, E., Grundzüge der Gesteinskunde, I., 1913.
34. —, Grundzüge der Gesteinskunde, II., 1907.
35. —, Die Graphitlagerstätten der Insel Ceylon, Abhandlungen der königl. bayrischen Akademie der Wissenschaften, 1900.

Inhaltsangabe.

	Seite
Einleitung	139
1. Das eigentliche Granulitmassiv:	
1. Die Verhältnisse im allgemeinen	140
2. Das normale Gestein	141
3. Granulitische Mischgesteine	144
4. Einschlüsse im Granulit	147
5. „Pegmatitische“ Schlieren und Gänge	152
6. Die Struktur der Granulite	153
2. Größere Einlagerungen:	
1. Allgemeines	160
2. Anschluß bei Kilometer 50·5	161
3. Steinbruch bei Granz, Kilometer 51	163
3. Weitere kleinere Granulitvorkommen:	
1. Oberhalb Fürholz	169
2. Im Isperstal	170
4. Die Augengranulite (Hornfelsgranulite):	
1. Schilderung der Verhältnisse	171
2. Drei Grade der Mischung	172
5. Die Vergneisung	174
Schluß: Rückblick	176
Ergebnisse:	
1. Mineralogische	179
2. Petrogenetische	179

Zur petrographisch-tektonischen Analyse.

Von B. Sander (Innsbruck), mit einem Beitrag v. M. Pernt.

(Mit 3 Textfiguren.)

I. Richtung und Stoffe petrotektonischer Analysen.

Es wird versucht, die petrographisch-tektonische Analyse, deren Grundbegriffe in der Verh. G. B. A. 1923, Nr. 4, zitierten Literatur und in den regionalgeologischen Arbeiten des Verfassers in besonderen Fällen erörtert und angewendet wurden, nun durch Erörterung noch einiger allgemeinerer Fragen zu fördern. Wenn man das Endziel derartiger Betrachtungsweisen, deren Gebiet man kurz als Petrotektonik bezeichnen könnte, darin erblickt, die Gesteine als mittelbar (z. B. Sedimente, Magmengesteine) und unmittelbar (z. B. Tektonite) beziehbar auf Bewegungen der Erdhaut zu erfassen und zu Rückschlüssen auf diese Bewegungen zu benützen, so scheint das Hauptgewicht noch immer auf dem Ausbau der Analyse zu liegen, obgleich sich z. B. in den Zentralalpen auch schon entscheidende Beiträge zur Synthese ergeben haben. Einen Anlaß zu diesen Aufsätzen hat mir die Belehrung durch die Fortschritte der Metallographie, vermittelt besonders durch Tammanns Metallographie, und der Kristallographie, vermittelt besonders durch Darstellungen von Rinne und Niggli, gegeben.

Daß auf Translationen viel mehr eingegangen wurde als in früheren Arbeiten, ist durch Mügges grundlegende Arbeiten veranlaßt und manche Belehrung auch Lehmanns „flüssigen Kristallen“ zu danken.

Ich kann meine früher geäußerte Ansicht nur wiederholen, daß eine Rückwirkung petrographisch-deskriptiver Ergebnisse, gerade auf dem Gebiete der Deformation von Kristallen und Kristallgefügen, der Regelungen, Holoblastesen, des zeitlichen Verhältnisses zwischen Deformation und Kristallisation, kurz eine Rückwirkung fast des ganzen hergehörigen deskriptiv-petrographischen Begriffsinventars sowohl auf die Metallographie als auf die allgemeinste physikalisch-chemische Fassung der Vorgänge fruchtbarer wäre als der gegenwärtige Zustand, bei welchem wegen der geringen Fühlung zwischen den betreffenden Wissenschaften sichere Ergebnisse der Petrographie den Nachbarwissenschaften sowohl als Probleme für die physikalisch-chemische Bearbeitung als auch als lediglich an anderem Material gewonnene Fortschritte in gleicher Richtung verloren gehen. Eben deshalb ist ja die entsprechende Bescheidenheit, was „Erklärungen“ anlangt, die Klarheit der Begriffe und eine Sprache, welche den Fachnachbarn nicht abschreckt, und damit die asymptotische Fühlung mit der Atomphysik wenigstens anzustreben und sind diesem Zweck alle unklarerer Begriffe, wie Dynamometamorphose, Piezokristallisation etc., wie in früheren Arbeiten zum Opfer gebracht

worden, so viel Beobachtung sie auch einseitig unleugbar summieren und so lockend sie für den Geologen sind.

Neben der Bestrebung, Ergebnisse den Fachnachbarn zugänglicher zu machen, ist und bleibt die Hauptaufgabe der Lehre von den tektonischen Fazies ihre weitere Ausgestaltung und heute bereits ihre Anwendung. In letzterer Hinsicht und insbesondere auch angesichts der hierin noch geringen Ergebnisse von geologischen Reisen möchte ich noch einmal mit allem Nachdrucke auf die ebenfalls schon früher mit aller Drastik gemachte Feststellung verweisen, daß sehr oft einige vom einsichtigen Tektoniker entnommene Proben im Dünnschliff die tektonische Fazies kennzeichnen und damit vollkommen sichere Einblicke in die Geologie namentlich tiefentektonisch deformierter Areale gewinnen lassen.* Eben wegen dieser, auch der alpinen Deckentheorie gegenüber, meines Erachtens viel größeren Tragweite und wegen des allgemeinen Interesses solcher Ausgestaltung der petrographischen Tektonik und der Tiefentektonik habe ich meine in dieser Hinsicht leider von seiten manches Tektonikers im wesentlichen, trotz gelegentlichen Reproduktionen ohne Bezugnahme unverstandenen Arbeiten in den Tauern auf dieses Allgemeine seit jeher ausdrücklich eingestellt.

Am zweckdienlichsten scheint es mir nun, zunächst einem Werke von solcher Bedeutung wie Heims Geologie der Schweiz gegenüber Aufgaben, Ziele und Begriffsinventar der petrographisch-tektonischen Richtung festzuhalten und zu zeigen, wie derartiges petrographisches Studium als eine selbständige unerläßliche Grundlage gegenüber geologisch-genetischen Synthesen auf seinem eigenen Platz zu pflegen, nicht aber mit geologisch-genetischen Terminis zu überschwemmen ist. Um diese Abgrenzung vorzunehmen, scheint ein Werk wie Heims am besten geeignet, gleichviel ob mein Verfahren in diesem Sinne verstanden wird oder nur als Polemik, obgleich ich Heims Mechanismus der Gebirgsbildung an den Anfang der zur Einführung in den Stoff (L. c.) empfohlenen Literatur gestellt habe.

Albert Heim hat an zwei Stellen seiner Geologie der Schweiz (Bd. II, 1, p. 73—121, 1921; und Bd. II, 2, p. 850—865, 1922) die alpinen Metamorphosen besprochen.

Hiebei gelangten, wie ein Blick auf die von Heim zitierte Literatur zeigt, keineswegs nur die Resultate zur Darstellung, „zu welchen uns heute unsere Kenntnis der Schweizeralpen führt“; vielmehr sind viele der von Heim zugrunde gelegten Einsichten in Gebieten außerhalb der Schweiz gewonnen und publiziert worden. Es wäre ferner auch anzunehmen, daß manche von Heim in der „Literatur spezieller oder lokaler Art“ angeführte Autoren ganz und gar allgemeine Ergebnisse erstmalig begründet haben, welche erst später in äußerlich „allgemeine“ Darstellungen übernommen wurden. Es ist in einer Wissenschaft, deren allgemeine Ergebnisse geradezu in der Regel zum erstenmal induktiv und regional gewonnen und dargestellt werden, durchaus nötig, hierin

* Ein Beispiel dafür, was man aus solchen Materialien durch petrotektonische Analyse machen kann, gibt Helge Backlund, „Petrogenetische Studien an Taimyrgesteinen“, Geol. Förr. Förrh. Febr. 1918.

schärfer zu sehen, man läuft sonst heutzutage Gefahr, Bücherschreiberei aus zweiter und dritter Hand und Arbeit vor Ort zu verwechseln, was meines Erachtens Heim, ganz ungemäß seiner eigentlichsten Art und Wirksamkeit widerfuhr. Die Feststellung Heims, daß die Erscheinungen der Dislokationsmetamorphose in der Schweiz eingehender als anderswo beobachtet und erörtert worden sind, kann man bis auf neuere Zeiten vielleicht gelten lassen, für die neueren Zeiten aber ist sie unrichtig, wie abermals schon ein wirkliches Studium der von Heim angeführten Autoren erweisen kann, welche noch keineswegs alle hergehörigen sind, sobald man anfängt von „eingehend“ — was anderes wäre etwa „allgemein verbreitet“ — zu sprechen.

Es muß einem Forscher von der Eigenarbeit Heims und vollends in einem seinem Titel nach regionalgeologischen Werk unbenommen bleiben, was er für eine Auswahl aus der Literatur trifft. Da Heim aber unser Thema der alpinen Metamorphose, nicht ungezwungen allerdings, auf die Schweizer Alpen bezieht, andererseits aber ausgesprochen- und ersichtlichermaßen bis zu einem hohen Grade allgemein behandelt, so besteht für jeden, der sein Begriffsinventar in der Sache nur teilweise oder nicht bei Heim wiederfindet, die Forderung, einer solchen Geologie für viele Fernstehende gegenüber, wie sie Heims Werk seine Zeit lang sein wird, sich in ein Verhältnis zu setzen, um so mehr, wenn man es für möglich hält, daß bei der Intensität schweizerischer Geologenarbeit die Zeiten wieder kommen, wo tektonische Petrographie in der Schweiz am eingehendsten betrieben wird, wie etwa zur Zeit des „Mechanismus“. Weshalb ich aber glaube, daß wir derzeit weit davon entfernt sind, wird sich im folgenden nebenbei ergeben, wenn ich nur meine Betrachtungsweise gegenüber der Heimschen seinerzeit für die Ära des „Mechanismus“ in jeder Weise voranleuchtenden und anregenden zu kennzeichnen und zu behaupten versuche.

Lediglich also um meinen Standpunkt zu charakterisieren und zunächst neben Heims Darstellung überhaupt als einen ganz anderen kenntlich zu machen, setze ich mich zuerst in Gegensatz zu einigen die Methode kennzeichnenden Aussprüchen Heims. Ich verkenne damit nicht, daß auch Heims Art, immer gleich nach den letzten Ursachen zu fragen, eine Aufgabe hat und eine Rolle in der Arbeitsteilung der Geister spielt. Diese Rolle bestand und besteht offenbar in der Anregung zur Befassung mit der Geologie, wie der ganze Verlauf der Heim zu dankenden Schweizer Geologie seit Heim zeigt, nicht aber bisher in der Aufstellung klarer Begriffe und nicht in der eingehenden Behandlung der Tektonite, wie das Folgende zeigen soll.

(p. 99) „Was in der Natur genetisch verknüpft ist, können wir auch für die Besprechung nicht auseinanderreißen.“

Was nun aber Heim mit mehr oder weniger Recht in der Natur genetisch verknüpft scheint, wird man für jede von Heims Ansichten über die Genesis unabhängige, also wissenschaftlich selbständige Besprechung begrifflich unbedingt trennen für Forschung und für Lehre. So die Ummineralisation und die Teilbewegung im Gefüge, ja sogar letztere und die Kristallisation. Nur so gelangt man zu den für eingehendere

Befassung mit den Tektoniten aufgestellten Begriffen, z. B. zeitliche Beziehungen zwischen Deformation und Kristallisation, Teilbewegung in Lösung usw. Ferner ist nicht zu vergessen, daß wir nur durch eingehendere, nicht von Vormeinungen über die Genesis gegängelte Untersuchungen an Tektoniten Beiträge für die allgemeine wissenschaftliche Deformationskunde liefern, welche über den Interessentenkreis für alpine oder Schweizer Geologie hinausragen.

p. 853. „Es ist Geschmacksache, wenn man diesen letzteren Teil ihrer Arbeit (d. h. der Arbeit der Dislokationsmetamorphose bei Erzeugung von Tektoniten) sich noch zerlegt denken will in einen mechanischen und einen chemischen Teil, obwohl beide gleichzeitig gegenseitig einander beeinflussend zusammenarbeiten.“

Dies ist Geschmacksache, aber nur insofern, als es eben Geschmacksache ist, ob man die Tektonik eingehend studieren will oder nicht, ob man sich mit genetisch-geologischen Terminus begnügen oder selbständige Petrographie treiben will. „Will man so verfahren, so wäre es wohl besser, von vornherein nicht nach Ursachen, sondern nur nach den Folgen zu unterscheiden in mechanische oder chemische oder mechanisch-chemische Metamorphose.“

Eben dies nun habe ich mir für das eingehendere Studium der Tektonik zur Aufgabe gemacht: Von vornherein nicht nach Ursachen, welche man nicht sieht, sondern nur nach den Folgen, welche man sieht, zu unterscheiden. Und erst nach einer viel weiter gediehenen und eingehenderen Unterscheidung und Deskription als sie etwa Heims Geologie der Schweiz erkennen läßt oder wir sie bereits besitzen, auf eine Prüfung des Genetischen in Heims und R. Staubs Behauptungen einzugehen.

Damit ist mein Bestreben in der Sache, welches ich in den einschlägigen Arbeiten seit 1909 hetont und festgehalten habe, der „Geologie der Schweiz“ gegenüber kurz gekennzeichnet und ich gehe auf Einzelnes über.

Als Beispiel für eine Erörterung, wofür gewisse beliebte Begriffe der heutigen Geologie und Petrographie zu brauchen sind und wofür sie nicht zu brauchen sind, wähle ich Heims Dislokationsmetamorphose unter vielen ähnlichen Begriffen, die alle vielleicht nur das eine gemein haben, daß sie einen von Hand zu Hand wechselnden Inhalt mit einer wechselnden, bald bewußten, bald unbewußten Aussage über Genesis besitzen und häufig schon in ein und derselben Arbeit ihren Inhalt wechseln. Schon wegen der Vorwegnahme des Urteils über die Genesis sind derartige Begriffe zwar für die Darstellung endgültig geklärter genetischer Fragen, nicht aber für die vorher nötige Deskription verwendbar, deren Terminologie sie überhaupt nie verdrängen dürften, selbst wenn wir der Genesis viele Male gewisser wären, als wir es tatsächlich in den meisten Fällen sind — vollends etwa bei der von Heim vorgenommenen Einordnung von Grubenmanns Tiefenstufen in die derzeitige Gestalt der Deckentheorie bei Heim.

Unter Dislokationsmetamorphose versteht Heim (p. 74) alle Veränderungen, welche Gesteine in ihrer Form, Textur, Struktur, Mineralisation infolge der Gebirgsdislokation erfahren haben.

In dieser Form ist die Dislokationsmetamorphose (DM. mit Heim) ein Begriff, welcher als alles umfassende Überschrift über einem Kapitel stehen könnte, das auch Heim seit dem Mechanismus der Gebirgsbildung nicht mehr schrieb, das als „Veränderungen der Form“ sogar die Tektonik umfassen müßte, das eben fast alle Erscheinungen bei der Gebirgsbildung überhaupt umfassen würde, den „Mechanismus der Gebirgsbildung“ und wie viel mehr heute noch dazu, kurz die Überschrift eines uferlosen Gebietes. Es eignet sich das Wort lediglich zur Feststellung des Umstandes, daß irgendeine Veränderung am Gestein infolge (direkt und indirekt?!) der Gebirgsbildung entstanden ist. Es soll von der Blocktektonik, denn auch diese ist Veränderung der Form eines Gesteins, bis zu Ummineralisationen alles Mögliche bezeichnen und so bezeichnet es automatisch gar nichts und ist deskriptiv fast wertlos für jede eingehendere Befassung.

Genetisch ist es überall wertlos, wo wir uns nicht mit irgend einem Zusammenhange der Gesteinsveränderung mit der Gebirgsbildung begnügen, was wir bei eingehenderer Befassung denn doch nicht mehr können, sondern dem genetischen Zusammenhange der Gesteinsveränderung mit der Änderung physikalischer und chemischer Bedingungen nachgehen, deren verschiedenste in der verschiedensten Art mit dem Riesenkomplex von Erscheinungen der „Gebirgsdislokation“ zusammenhängen. Damit ist die Dislokationsmetamorphose in Heims Definition auch genetisch allzuweit und ist für den wahren Stand der Fragen und eingehendere Befassung mit den metamorphen Gesteinen durch eine Anzahl von engeren Begriffen bereits ersetzt, welche durch weitere Einengung einen Beitrag zu jener Sprache ergeben sollen, in welcher man endlich auch mit dem Physiker über dynamische Petrographie und über Tektonik wird sprechen können.

Kurz eine Gebirgsdislokation kann Veränderungen der verschiedensten physikalisch-chemischen Variablen lediglich im Gefolge haben. Und ferner kann beispielsweise ein Gesteinskörper „infolge der Gebirgsdislokation“ lediglich in größere Tiefe geraten, dort Druck und Temperatursteigerung treffen und ein Produkt ergeben, welches ganz genau gleich durch Tiefenmetamorphose wie durch Dislokationsmetamorphose zustande kommen kann, im gegebenen Fall aber wäre meinerhalben die Metamorphose „ohne die Dislokation nicht entstanden“ (vgl. p. 851) und würde von Heim Dislokationsmetamorphose genannt. Man sieht, wie der Begriff für die vorurteilslose Beschreibung versagt. Wie ist es ferner mit den Metamorphosen, welche unter lastenden Decken „bei stehendem Druck“ entstehend, ihr Gepräge durch Druck und Temperatursteigerung erhalten? Wie ist es mit allen Metamorphosen, bei denen die „Gebirgsdislokation“ lediglich die Rolle des Versenkers spielte? Oder gibt etwa Überlastung durch Decken nicht dieselben Produkte der Druck- und Temperatursteigerung wie sedimentäre Überlastung oder Belastung durch Ergüsse? Man stelle sich nur derartige Gebiete erodiert vor, so begegnet man der unerfüllbaren Forderung, gleiche Produkte gleicher physikalischer Änderungen verschieden zu benennen nach einer erst auf Grund vorangehender Deskription, zuweilen aber gar nicht mehr erhebbarer geologischer Genesis. Kurz

man begegnet dem Versagen einer allzu genetischen Benennung und wird sich in diesem Falle und auch auf einem Tummelplatz geologisch-genetischer Hypothesen, wie es die Alpen auch nach Heims Geologie der Schweiz noch sind, oder bei Bereisungen fremder Länder, bei Aufnahmen, deren Ziel ein für Fachgenossen brauchbares Inventar des Tatsächlichen ist, doch wohl nach schärferen Begriffen umsehen, welche sich wie oben erörtert an das Ersichtliche, nicht an das Hypothetische anknüpfen lassen und in unserem Falle auf die begriffliche Trennung von Teilbewegung und Kristallisation, auf tektonische Fazies und Mineralfazies, kurz auf petrotektonische Analyse zurückgehen, nicht aber auf derart schwierig trennbare genetische, deskriptiv viel schlechter brauchbare Begriffe wie dislokationsmetamorph und tiefenmetamorph.

Eine weitere Kennzeichnung erfolgt durch Heims (p. 850) Feststellung: „Alle drei Arten der Metamorphose nehmen an Intensität in ihrer spezifischen Art der Umwandlung mit der Tiefe stark zu und werden dadurch einander in ihren Endprodukten ähnlich, zum Teil sogar gleich.“ Abgesehen davon, daß diese „Intensität“ bei näherer Betrachtung eine Sache wird, an welche man schwer einen Maßstab legen kann, solange ihn Heim nicht beistellt, könnte man wirklich nichts Schlimmeres von der spezifischen Art der Umwandlung behaupten, als daß sie durch Zunahme so unspezifisch, so wenig unterscheidend wird, daß Ähnlichkeit bis Gleichheit der Produkte gesteigerter Tiefenmetamorphose, Dislokationsmetamorphose und Kontaktmetamorphose auftritt. Es genügt hier Heims eigene Charakteristik seiner Metamorphosen um den Bedarf nach anderen Begriffen zu erzeugen. Wenn man ferner bedenkt, daß Heim (p. 851) diese Metamorphosen in ihrer von ihm selbst stigmatisierten schlechten Begrenzbarkeit und ihrer Unverwendbarkeit für die Deskription mit den Tiefenstufen Grubenmanns kombiniert, so wird man vielleicht billigen, daß ich ein bescheideneres Begriffsinventar dem gegenüber aufrecht erhalten will, schon um zum Beispiel der Kritik des folgenden Heimschen Satzes nicht alle Wege zu verlegen.

Dieser Satz (p. 855) lautet: Die Abstufungen der Regionalmetamorphose sind in den verschiedenen tektonischen Gliedern nach der gegenwärtigen geographischen und stratigraphischen Lagerung der Gebirgsglieder so verteilt, wie letztere (die Regionalmetamorphose) vor dem Deckenbau war; dagegen ist die alpine Dislokationsmetamorphose der Lagerung im Deckengebäude des jetzigen Alpenkörpers angepaßt. Oder anders ausgedrückt: Die Regional (oder Tiefen)metamorphose ist vorherrschend vortertiär, die alpine(!) Dislokationsmetamorphose aber erst tertiär.

Diesen fundamentalen Satz nun kann man meines Erachtens nicht mehr gelten lassen, wenn es um die Unterscheidbarkeit der Metamorphosen so steht wie aus Heims oben erörterten Worten zu schließen und aus unserer Einsicht, daß die bestimmenden physikalisch-chemischen Variablen für alle drei Metamorphosen vielfach dieselben sind, bekanntlich die kurze Erklärung dafür, daß die Grenzen tatsächlich verschwimmen. Zur weiteren Kennzeichnung führe ich an, daß R. Staub, hierin allerdings von Heim nicht begleitet, aus demselben Begriffsinventar eine zyklische Übereinstimmung der drei Metamorphosen mit orogenetischen

Phasen behauptet, wogegen sich die Einwände, die wir Heim entgegenhalten, entsprechend verstärkt geltend machen: Die Begriffe sind in der Heimschen Definition für derartige Aufstellungen vollständig ungeeignet. Für eine von solchen Aufstellungen unabhängige petrographisch-tektonische Bearbeitung der Alpen habe ich, gewiß als unvollkommenen Versuch, mein Begriffsinventar ausgearbeitet, welches ich hier konfrontiere, damit es wenigstens bemerkt und vielleicht durch ein besseres, noch exakteres ersetzt wird; nicht aber soll es lediglich achtungsvoll zitiert oder umgetauft werden. Die schweizerische petrographisch-tektonische Forschung läßt, abgesehen von derartigen Aufstellungen, wirkliche Ergebnisse, soweit ich von hier aus sehe, derzeit noch stärker vermissen als die Ostalpen, und dies vielleicht solange, bis die obigen Begriffe durch bescheidenere und exaktere ersetzt sind.

Das bahnbrechende ältere Verdienst Heims um die Betrachtung der tektonischen Deformationen habe ich immer dankbar betont, zweifle aber nicht, daß auch für die Schweiz die Zeit gekommen ist, durch neuere petrographisch-tektonische Begriffe und Studien wirkliche Grundlagen für derartige weittragende genetische Hypothesen, wie die Heims und Staubs zu schaffen, und zweifle gar nicht, daß die Schweiz solche Forderungen erfüllen wird und kann, um so mehr als uns im kritisierten Fundamentalsatz Heims über alpine Metamorphosen sehr viel gute Beobachtungen, lediglich in unhalbarer Form resumiert erscheinen. Es wird am Ende des folgenden Abschnitts versucht, an Stelle jener Fassung Begriffe und Hinweise für die Untersuchung einer allgemeinen petrographisch-tektonischen Gesetzmäßigkeit zu setzen.

Ich versuche zunächst noch einigen weniger wichtigen Sätzen Heims eine meiner Betrachtungsweise angepaßte Form zu geben, wobei ich meist nur auf frühere Publikationen verweisen könnte. Statt z. B. zu sagen, daß „ausgeprägt geschichtete“ Gesteine faltbar sind, wäre zu sagen, daß von dieser ausgeprägten Schichtung lediglich das mechanische Moment, die mechanische Inhomogenität des Gesteins durch Flächen-scharen geringster Gleitarbeit in Frage kommt, kurz ob das Gestein aus irgendwelchem Grunde (Feinschichtung, ältere Schieferung usw.) „s-Flächen“ oder ob es Lagen verschiedener Knickfestigkeit besitzt. Andererseits kann eine in bezug auf die sedimentäre Komponente X ausgeprägte Schichtung da sein, aber mechanisch belanglos (z. B. Wechsel einer chemischen Komponente des Sediments). Eben weil ferner die vorgefundenen s-Flächen gar nicht Schichtung sein müssen, sondern z. B. bei „Deformation zwischen bewegten Becken“ entstanden sein können, also z. B. in einem vollkommen massigen Gestein, so ist zwar die Schichtung auch meines Erachtens der wesentlichste Faktor für die Entstehung von Faltengebirgen, bemerkenswerterweise aber nicht nötig für die Entstehung von Faltungen. Sobald in einer Gesteinsmasse s-Flächen entstehen, was bei fast beliebiger Deformationen (durch Scherflächenscharen, durch Regelungsphänomene im Kleingefüge usw.) eintritt, so wird sie faltbar und wir könnten beispielsweise aus einem Meteoriten mit Faltung noch nicht auf Schichtung (in gasigem oder flüssigem Medium) schließen, ja es wäre vermutlich ein Gestirn mit Faltenzügen mechanisch möglich,

welche lediglich durch ältere Deformationen in der Rinde vorbereitet und ermöglicht sind.

Die Amplitude der Faltung scheint mir besser denn als Funktion der Schichtenmächtigkeit als Funktion der Knickfestigkeit der betreffenden Schichte zu nehmen, da die Knickfestigkeit nicht nur von der „Feinheit der Schichtung“ (Abstände der *s*-Flächen), sondern auch vom Materiale, von allen die Teilbewegung innerhalb der betrachteten Schichte beeinflussenden Faktoren (Temperatur, kristalline Mobilisation, Zeit) abhängt. Erst durch diese Rücksicht wird die empirische „Regel der Stauchfaltengröße“, wie ich sie darstellte, verständlich und anwendbar für Rückschlüsse z. B. auf die Erweichung bei der Deformation. Wir sehen ja doch in allen Graden wie die zunehmende Erweichung, zunehmende Teilbewegung innerhalb der gefalteten Schicht die Regel der Stauchfaltengröße aufhebt, bis im Extrem (eines palingen erweichten oder noch primär viskosen Gesteins z. B.) die Abhängigkeit der Faltenamplitude von der Mächtigkeit der betrachteten Schichte ganz verschwindet. Kurz, es bedarf nur dann, wenn nicht „teilweises Fließen“ hinzutritt, „viel weniger innerer mechanischer Leistung, eine Schicht zu biegen als in sich selbst zu stauen“. Es darf eben der ganze Fall nicht mit der Vereinfachung Heims betrachtet werden, wenn man im Verständnis der tatsächlich vorhandenen tektonischen Deformationen und in der Anwendung der Stauchfaltenregel, welche, wie ich hervorhob, von absoluten Maßen unabhängig ist, zu Rückschlüssen sicher gehen, lernen will; was ich für eine wichtige, von mir erfahrungsgemäß erörterte petrographische und tektonische Angelegenheit halte, sehr wert der technischen und mathematischen Behandlung, welche sie durch Smoluchowski und Schmidt erfahren hat.

Einer Einschränkung bedarf auch Heims Annahme (p. 78), daß die Verdickung an der Biegestelle von Falten eine dem Fließen zu vergleichende Bewegung der Teilchen vom Schenkel gegen die Umbiegung hin beweise. Diese Verdickung an sich zeigt gar nichts, als daß der jetzt in der Biegung liegende Teil der ursprünglichen Schicht gegenüber dem Druck (während der Verbreiterung) anders eingestellt war, als der jetzt dünne Schenkel bildende Teil der ursprünglichen Schicht gegenüber ganz demselben Druck (während der Verdünnung). Demgemäß ist die Biegestelle ausweichend in die Breite geflossen und sind die Schenkel, demselben Drucke ausweichend, sich verdünnend geflossen. Ein Materialtransport aus den Schenkeln in die Biegestelle ist hiedurch weder bewiesen, noch im allgemeinen Fall von einiger Bedeutung. In einzelnen Fällen ist er vielleicht möglich, aber solche Fälle sind Gegenstand des Experimentes oder einer heweisenden Beschreibung, nicht aber Gegenstand einer Behauptung ohne Belege.

Zur Ergänzung dessen, was Heim von der Seltenheit der Zugrisse oder Streckungsrisse sagt (p. 80, 85), ist auf deren Häufigkeit in den Ostalpen nördlich der Tauern z. B. hinzuweisen; auch Cloos hat sie (doch wohl nicht als erster?!) in deutschen Graniten gefunden. Für das Verständnis dieser in den Ostalpen sehr weit verbreiteten Erscheinung ist für manche Fälle auf das Beispiel des gestreckten Belemniten hinzuweisen, welcher infolge seiner Reibung an dem leichter fließenden

Einbettungsmaterial Zugrisse quer zur Streckung des Ganzen erhielt, welche, wie wir ja auch in den Ostalpen längst und oft genug hervorhoben, ein Ausweichen gemäß dem Druckminimum bedeuten. Es ist nicht zu vergessen, daß solche Zerreißung durch Einspannung in ein leichter Fließendes ebenfalls ein von absoluten Maßen ganz unabhängiges Phänomen darstellt, welches z. B. einer, welcher etwa gestreckte Belemniten im Dachschiefer nicht verstnde und durch Kristallisationskraft erklären wollte, ganz ebensowenig in der Tektonik verstehen wird.

An Stelle der Trennung, zu welcher Heim angesichts des Vergleiches seiner durch „Fließen im festen Zustande“ entstandenen Deformationen und den durch Fließen im Eruptiv entstandenen Deformationen neigt (p. 81, 83), möchte ich folgende Feststellung setzen. Ob eruptiv oder nicht, ob primär noch viskos oder palingen erweicht, ob mit viel oder wenig rupturer Teilbewegung erfolgt — nichts davon kennzeichnet, wie ich gelegentlich erörtert habe, die entstehenden, im engsten Sinne stetig deformierten Formen. In der Natur ergeben (ptygmatische Faltungen) weich werdende Gesteine und fest werdende Gesteine dieselbe tektonische Fazies, wenn sie unter homologen Bedingungen für das Fließen durchbewegt und verglichen werden. Ein Gestein auf dem Wege der Erstarrung fließt eben gleich, weicht gleich aus, zeigt sogar Gefügeregelungen usw. ganz wie ein zweites Gestein, welches auf dem Wege der Erweichung in dem Moment deformiert wird, wo seine Festigkeitseigenschaften denen des ersteren Gesteins entsprechen, worin sich beide Gesteine auf ihren verschiedenen Wegen irgendwo begegnen werden. Es scheint mir wichtiger, diese Einsicht festzuhalten, als vom „Fließen in festem Zustande“ und „fester Fluidalstruktur“ zu sprechen.

Was an Stelle solcher Begriffe wie bruchlose Umformung etwa zu setzen wäre, habe ich vielfach ausgeführt und darf wohl auch an den von mir eingeführten Begriff der stetigen Umformung erinnern, deren Stetigkeitsgrad lediglich durch das Größenverhältnis der teilbewegten Teile zum ganzen Deformierten, also wieder durch keinerlei absolutes Maß gegeben ist. Von bruchloser Umformung, womit von Heim (vgl. p. 93) ja nicht gemeint ist, daß das Gestein derzeit bruchlos, also etwa auch irgendwie verheilt oder neukristallisiert vorliegt, sondern daß es im Kleingefüge bruchlos deformiert wurde, kann man nur im Anschluß an genaueste petrographische Untersuchung mit Hilfe neuerer Begriffe (teilweises Fließen der Blastomylonite usw.) fallweise sprechen.

Den Ausweg aus solchen terminologischen Wirrsalen findet man jederzeit, indem man Deformation des Gesteines und Korndeformation begrifflich auseinanderhält, den Begriff der räumlichen Stetigkeit einer Deformation einfhrt und die Teilbewegungen kennzeichnet, wie dies hier (s. u.) neuerdings vorgeschlagen und erörtert wird. Man entgeht so der bekannten Verfnglichkeit des Begriffes „fest“ an dessen Stelle man, was das Einzelkorn anlangt, vielleicht schließlich die Unterscheidung von Ordnung und Unordnung im Gitter in den Vordergrund rücken wird, und was Gesteine anlangt, eine ähnliche Unterscheidung, ob die Deformation mit Ordnung oder Unordnung im Gefüge vor sich

ging (Tektonite einerseits — texturlose Mylonite und Intrusiva anderseits).

Hiermit mögen diese Hinweise, welchen Raum zu geben vor allem die Bedeutung von Heims Werk riet, ihr Ende haben, nicht ohne daß ich kurz auf einige mir höchst erfreuliche Übereinstimmungen rückverweise, welche sich in Heims Geologie der Schweiz für von mir vertretene Auffassungen finden. Solche betreffen: daß mechanische Deformation von einem Material in ein anderes möglich ist (Deformationsverglimmerung), daß die Bedeutung der Teilbewegung in Lösung eher überschätzt wurde, daß sich Tektonite auf das zeitliche Verhältnis von Deformation mit Kristallisation untersuchen lassen, daß die Ummineralisierung und Holoblastenbildung mit zeitlich wechselnden geologischen Schicksalen des Gesteins zusammenhängt, wodurch allein schon zeitliche Mineralfolgen in kristallinen Schiefen gegeben sind („Generationen“), daß Baustile und Bewegungshorizonte unterscheidbar sind u. a. m.

Es wird demnach, auch wenn man meine von Heim recht verschiedene Betrachtungsweise festhält, nie an Berührungspunkten fehlen, vielmehr sind solche gerade für ein petrographisches Studium zu erwarten, welches sich keineswegs von geologisch-genetischen Begriffen in seinen eigentlichen Aufgaben, zu beschreiben und physikalisch-chemisch zu begreifen, kurz, in seiner Selbständigkeit beirren läßt.

II. Tektonite und Klassifikation metamorpher Gesteine.

Von den Begründern der Lehre, welche die „kristallinen Schiefer“ in erster Linie als deutbare Produkte der Tiefe betrachtet, in der sie das zu deutende Gepräge erhielten (kurz Tiefenstufenlehre) standen alle der Schwierigkeit gegenüber, daß sich während des Ausbaues ihrer Lehre der größte bisherige Umbau unserer tektonischen Anschauungen vollzog, der mir gerade hinsichtlich des kristallinen Grundgebirges noch heute nicht abgeschlossen erscheint. Angesichts der Unmöglichkeit, mit einem derartig bewegten und zugleich die induktive Tiefenstufenlehre so tief berührenden Nachbarfache Fühlung zu halten, war meines Ermessens die Zurückhaltung, welche sich etwa Becke im Ausbau der Tiefenstufenlehre auferlegte, für die Haltbarkeit einer „Tiefenstufenlehre“ das Günstigste, während für Grubenmanns sehr ins Einzelne gehendes System der Versuch einer eingehenden Auseinandersetzung mit der Tektonik vielleicht erforderlich gewesen wäre für die induktive Begründung des Systems. Wir finden die Tiefenstufen bei F. E. Sueß schon vorausgesetzt und eine tektonische Theorie (der moravischen Fenster) auf die Voraussetzung der Tiefenstufen gegründet und an Ausnahmen von der normalen Tiefenstufenfolge angeknüpft. Andererseits hat Pentti Eskola in „The mineral facies of rocks“ (Norsk Geol. Tidskr. 1920) mit einer vielfach von der Tektonik glücklich unabhängig gehaltenen Fragestellung, das Problem der metamorphen Gesteine in viel weiterer Fassung zu behandeln begonnen — ich möchte diese Fassung hier nicht mehr etwa Tiefenstufenlehre nennen — und es sind Beckes

Grundlagen mit Eskolas Arbeiten im Wesentlichen vereinbar. (Becke, Zur Facies-Klassifikation der metamorphen Gesteine, T. M. M. 1921, B. 35, H. 5 u. 6). L. c. hat Becke einige Hinweise getan, welche ich auch von meinen Arbeitsgebieten lebhafter tektonischer Durchbewegung aus hier stärker betonen und an meine früheren Arbeiten anschließen möchte. Übrigens erscheint mir Beckes schon in Grubenmanns Lehrbuch eingeführter Begriff, Gesteinskomponenten, die den Gleichgewichtszustand des Gesteins besonders typisch bezeichnen, typomorphe Minerale zu nennen, unentbehrlich und ebenso glücklich scheint es, wie man gerade aus dem folgenden ersehen kann, Gesteine, die aus lauter typomorphen Mineralen bestehen, typomorphe Gesteine zu nennen.

Es ist aus der Literatur ersichtlich, daß das Wort Fazies sowohl als spezifisches unterscheidendes Aussehen, Gepräge eines ansonsten (z. B. in bezug auf die Bildungszeit oder das Ausgangsmaterial) mit anderen Gesteinen gleichzustellenden Gesteins genommen wurde, aber auch für dieses Gestein selber. In diesem Sinne habe ich stets die Ausdrücke Sekundärfazies, Mineralfazies, tektonische Fazies verwendet sowohl für das Gepräge als für das betreffende Gestein direkt, nachdem ich doch das Wort bereits für gleichzeitig aber verschiedenartig gebildete Sedimente, für die Varietäten eines Massengesteins und sogar für kontakt-metamorphe Gesteine bereits in der älteren Literatur vorfand. Als wesentlichste Sekundärfazies der Gesteine in diesem ungezwungenen Sinne betrachte ich also:

1. die sekundäre Mineralfazies als Gesamtheit der bei der Gesteinsveränderung durch Kristallisation oder mechanische Gitterdeformation zustande gekommenen Minerale mit Hervorhebung der hinsichtlich ihrer physikalisch-chemischen Existenzbedingungen am meisten besagenden typomorphen Minerale, aus welchen sich also auch am sichersten Rückschlüsse auf geologische Bedingungen ergeben;

2. die tektonische Fazies, welche durch eine Charakteristik der zu Bewegungsbildern summierbaren Teilbewegungen im Gestein unabhängig von der absoluten Größe der Teile bestimmt ist und mit welcher die sekundäre Mineralfazies zum größeren Teile mittelbar, in den „mechanisch-chemischen Deformationen“ nach meiner Meinung auch unmittelbar zusammenhängt.

Ich habe also absichtlich und vorbedacht das geologisch-genetische Moment in diesen Begriffen auf ein Minimum gebracht und dies z. B., daß ich von Teilbewegung und deren Zeichen und dann erst in zweiter Linie von Kräften spreche, deutlich und mehrfach betont.

Ein genetisches Moment ist im Begriffe der Mineralfazies dann vorhanden, wenn aus einer Reihe bekannter und allgemein anerkannter Merkmale auf die primäre oder sekundäre Bildung der betreffenden Minerale geschlossen wird.

Beim Begriffe der tektonischen Fazies liegt das genetische Moment darin, daß ich in einer Weise, welche ich ausführlich dargestellt habe, aus dem Gestaltlichen des größeren und kleineren Gefüges auf Bewegungen schließe und erst in zweiter Linie aus letzteren auf ihre Ursachen, z. B. auf ein Druckellipsoid. Genau dieselbe Bescheidung habe

ich vorsätzlich und hetontermaßen auf die Tektonik im großen angewendet.

Unter sekundärer Mineralfazies eines Gesteins kann man also meines Erachtens ungezwungen, wie ich es auch schon übte, wohl nur die Gesamtheit der mehr oder weniger besagenden Mineralneubildungen verstehen, typomorphe und nichttypomorphe Minerale. Ob diese Mineralfazies Minerale umfaßt, welche sich miteinander im Gleichgewicht befinden, also eine „Mineralfazies“ in Eskolas Sinn ist, das ist Sache einer höchst wichtigen Bearbeitung, welche ja keineswegs jedesmal schon geleistet ist, wenn sich bereits das Bedürfnis geltend macht, eine charakteristische, regional immer wiederkehrende Mineralparagenesis, eine Mineralfazies, rein deskriptiv festzustellen. Gerade um Eskolas scharf gefaßten und wertvollen Begriff vor Verflachung, vor zu häufiger oder zu seltener Verwendung zu bewahren, ist es besser, die Mineralfazies Eskolas als das zu benennen, was sie sind, nämlich als bestimmte Mineralfazies. Sie bedeuten allerdings, solange sich die Bedingungen nicht ändern, eine endgültige Anpassung und sind stabil, aber eben nur solange z. B. keine Durchbewegung mit Änderung der Bedingungen erfolgt.

Eskola versteht unter einer Mineralfazies geradezu eine Gruppe von Gesteinen, welche primär oder sekundär unter so ähnlichen Drucktemperaturbedingungen geprägt sind, daß ihr Bestand an stabilen Mineralen das Gleichgewicht ihrer Elementarbestandteile bei den betreffenden Drucktemperaturbedingungen darstellt.

Daß von diesem Standpunkt aus Massengesteine und Metamorphe „Mineralfazies“ heißen können, ist ein Vorteil. Daß aber die Mineralbestände, welche nicht einem Gleichgewicht entsprechen, aber entweder als Relikte oder als beginnende Generationen oder als Ergebnisse der Durchbewegung oder als Imprägnationen oder als Entmischungsprodukte gerade am allermeisten von der Geschichte des Gesteines aussagen, die „Fazies“ des Gesteines nicht bestimmen sollen, erscheint für den ersten Blick als Nachteil. Durch die „Mineralfazies“ Eskolas erfahren wir nur, daß irgendwelches Drucktemperaturfeld und also dessen geologische Bedingung solange anhielt, daß sich der Elementarbestand ins Gleichgewicht setzen konnte. Das bedeutet also einen Aufenthalt des Gesteins von übrigens unbestimmter Dauer in einer meist durch ein einziges geologisches Ereignis bedingten Situation, also oft eine geologisch besonders ereignislose Zeit im Werdegang des Gesteins, ein Interim. Auf dieses eine geologische Ereignis und auf die Zeit mit konstantem Druck und konstanter Temperatur, das Interim, kann man bestenfalls aus der „Mineralfazies“ Eskolas zurückschließen. Daß man zeitlich nicht hinter die „Prägezeit“ zurückkommt, hat schon Becke l. c. bemerkt.

Nun bedeutet aber jedes Anzeichen von Störung eines Gleichgewichtes (i. e. einer „bestimmten“ Mineralfazies), von Ungleichgewicht eine Änderung der Bedingungen, ein geologisches Ereignis für das Gestein. Es sind also die Ungleichgewichtsmminerale und die Ungleichgewichtsgesteine, welche geologisch mehr besagen, als Eskolas Mineralfazies. Sie lassen im selben Gestein bisweilen mehrere geologisch

deutbare Änderungen anstatt einer einzigen Zeit der Anpassung an ein einziges Ereignis ablesen. So hat sich auch Erdmannsdörfer (N. J. f. M. Beil., Bd. XLVIII) mit Bezugnahme auf Backlund auf den von mir bei jeder Gelegenheit praktizierten Standpunkt der petrotektonischen Analyse gestellt. Gerade angesichts der Ungleichgewichtsminerale kann man sich übrigens denn doch nicht der Tatsache zeitlicher Mineralgenerationen in kristallinen Schiefen verschließen und kann man es auch keineswegs allgemein gelten lassen, daß in den kristallinen Schiefen „alle Bestandteile gleichzeitig in Kristallisation sind“ (Becke l. c.). Glücklicherweise nicht —, wird der Geologe sagen oder der Petrograph, der manche Tektonite begegnet, deren Analoga ich beschrieben habe, um Beispiele für petrographisch-tektonische Analysen zu geben.

Wenn man nun berücksichtigt, daß man als Fazies eines Gesteins denn doch seit jeher das geologisch Bedeutsame am Gestein hervorgehoben hat, was ja auch der stärkste Grund war, den Begriff der tektonischen Fazies einzuführen, so wird man vielleicht nicht geneigt sein, als Mineralfazies eines Gesteins lediglich die geologisch am wenigsten besagenden Minerale desselben zu verstehen, sondern, wie ich es übte, unter den Typomorphen sowohl die Gleichgewichts- als die Ungleichgewichtsminerale.

Als wichtigstes Kennzeichen der Gleichgewichtsgesellschaft hebt Becke (l. c.) die Häufigkeit und Beständigkeit ihres Vorkommens hervor. Bei der von Becke betonten Häufigkeit von Nichtgleichgewichtsgesteinen, besonders „in tektonisch verwickelten Gebieten“ glaube ich, daß man außerdem noch auch die Häufigkeit und Beständigkeit der Ausbildung an zahlreichen Nichtgleichgewichtsgesteinen behaupten kann und sich also doch wohl zuletzt ein anderes Kriterium für Gleichgewichtsgesellschaften suchen muß, ohne etwa diesen wertvollen Begriff fallen zu lassen.

Ohne zunächst die Gleichgewichtskriterien eingehend zu kritisieren, sei daran erinnert, daß in allen festen Gesteinen und selbst in nicht-durchbewegten, unfesten das „Gleichgewicht“ näher zu kennzeichnen ist, je nachdem es für den Fall der Nichtdurchbewegung oder auch für den Fall der Durchbewegung besteht. Vom Studium der Tektonite aus habe ich bereits 1915 (J. R. A.) auf die „Umrührwirkung“ der Durchbewegung verwiesen. Diese kann ein Gleichgewicht der ersten Art (das nur für Nichtdurchbewegung besteht) aufheben, nicht aber ein Gleichgewicht der zweiten Art (das trotz Durchbewegung besteht).

Eben weil Gleichgewicht der ersten Art so selten ist — es ist das ja auch für Massengesteine bekannt und kommt in Eskolas Terminus *armoured relics*, geschützte Relikte, gut zu Worte —, hebt die tektonische Durchbewegung das Gleichgewicht in polymikten Gesteinen so oft auf, bringt das latente Ungleichgewicht zur Geltung, wirkt mit an der „kristallinen Mobilisation“ des Gefüges und zeitigt, kurz gesagt, eine der „Umrührwirkungen“. Faktisch bestehendes Gleichgewicht ist also zunächst überhaupt nicht nur als Funktion des Mineralbestandes zu betrachten, sondern auch als Funktion der Anordnung der Minerale, als Funktion des

Gefüges also. Als solche („Gleichgewicht erster Art“) ist das Gleichgewicht gegen Durchbewegung empfindlich und es werden gegebenenfalls aus den Gesteinen mit Gleichgewicht „erster Art“ die Tektonite mit besonders starker kristalliner Mobilisation, Entmischung, sekundärer Teilbewegung (siehe dieselbe) durch Kristallisation. Auch ist es begreiflich, daß der lebhaften Durchbewegung die Kristallisation des Gefüges in Gesteinen, auf welche ich in früheren Arbeiten verwiesen habe, als eine Erholungspause und Phase faktischer Erstarrung und mechanischer Festigung folgt, wie dies in vielen vorkristallin deformierten Gesteinen (mit überdauernder Kristallisation) der Fall ist.

Wenn man sich also als Geologe im Felde nach Kriterien für Gleichgewichte „zweiter Art“ — als solche sind doch wohl Eskolas Mineralfazies zu verstehen — umsieht, so wird man ganz besonders die durchbewegten Teile des betreffenden Gesteins zu beachten und hiebei wieder das Verhältnis der Durchbewegung zur Kristallisation und Mineralbildung zu analysieren haben. Dies wäre also eine Bedeutung der „unstabilen“ Relikte Eskolas für die tektonische Fazies und eine gelegentliche Bedeutung der tektonischen Fazies für Eskolas Mineralfazies.

Um deutlicher zu machen, wohin das Studium der tektonischen Fazies seinem Stoffe nach innerhalb der heutigen Lehre von den metamorphen Gesteinen zu stehen kommt, kann man davon ausgehen, was die Metamorphose bekanntlich ändert:

A. Die Minerale: 1. Umkristallisieren derselben Minerale. 2. Auftreten dichter oder undichter Minerale aus Mineralen derselben Formel (Paramorphosen). 3. Auftreten dichter oder undichter Minerale mit neuer Formel entweder aufzuliegen aus den bereits vorhandenen gebildet oder teilweise bis gänzlich allothigen, mit Stoffzufuhr gebildet.

B. Das Gefüge.

C. Die Gestalt (Form und Einlagerungsverhältnis) des Gesteins wohl immer mit Änderung des Gefüges, oft mit Änderung des Mineralbestandes.

Diese Veränderungen lassen sich beziehen auf Änderungen 1. der Temperatur; 2. des hydrostatischen und gerichteten Druckes; 3. der Lösungsmittel (Menge, Chemismus).

Gerichteter Druck mit Ausweichmöglichkeit — ohne solche Deformationsmöglichkeit bildet er sich vielleicht überhaupt nicht ab — führt zur Deformation mit korrelater Teilbewegung im Gefüge. Diese verläuft, wie bei früheren Gelegenheiten erörtert, verschiedenartig, im engsten Zusammenhange sowohl mit A als mit B und C der obenerwähnten Metamorphosen. Auf diese Teilbewegung im Gefüge sind Kornzerkleinerung, Umrührwirkung in Gesteinen mit latentem Ungleichgewicht (geschützten Relikten Eskolas), viele Entmischungs- und Regulationserscheinungen und die mechanisch-chemische Deformation beziehbar oder sind selbst geradezu Formen dieser Teilbewegung im Gefüge. Es gibt also eine Reihe von Änderungen, welche sich entweder nur oder auch als Teilbewegung im Gefüge fassen lassen und so direkt oder indirekt mit der Durchbewegung des Gesteins zusammenhängen. Diese Fassung als Teilbewegung ist aus dem Gefüge viel unmittelbarer und sicherer ablesbar, als etwa die Beziehung auf ein Druckellipsoid.

Die geologischen Faktoren von welchen die Bildung der metamorphen Gesteine abhängt, indem sie die vorgenannten Faktoren herbeiführen sind: 1. Belastung durch Sedimente, Magmen oder tektonische Transporte; 2. Begegnung mit Magmen, 3. tektonische Durchbewegung.

An diese drei geologischen „Ursachen“ für die Metamorphosen hat sich die Lehre von den metamorphen Gesteinen gehalten, entsprechend dem nächsten Zwecke, der Geologie zu dienen, nicht aber immer zum Vorteil klarer und selbständiger Erörterung der die Metamorphosen unmittelbarer bestimmenden Faktoren. Es entspricht hiebei 1. der geologischen Ursache Belastung ungefähr die Tiefenstufenlehre der kristallinen Schiefer, wie sie Becke, van Hise und Grubenmann ausführlich dargestellt haben.

2. Der Begegnung mit Magmen entspricht die Lehre von den kontaktmetamorphen Gesteinen und deren Übergreifen (Weinschenk) auf Sekundärfazies, welche andere als Tiefenstufen faßten.

3. Der tektonischen Durchbewegung entspricht die Lehre von den Gesteinen mit summierbarer Teilbewegung im Gefüge, von den Tektoniten.

Mehr und mehr erscheint es nun als eine Aufgabe, durch schärfere Trennung von 1 und 3, welche im „Dynamometamorphismus“ chaotisch verbunden waren, die Einsicht weiter auszubauen. Dies ist eine Hauptaufgabe der petrographisch-tektonischen Analyse. Und gerade von hier aus ist Eskolas Betonung bestimmter „Mineralfazies“ in seinem deskriptiv außerordentlich brauchbaren Sinn zu begrüßen. Aber es sind diesen Gleichgewichtsgesteinen (bestimmten „Mineralfazies“), welche auf ein geologisches Interim weisen, die Ungleichgewichtsgesteine als geologisch gleich interessante, als die zweite große Kategorie zur Seite zu stellen, wo es sich um ein System der metamorphen Gesteine überhaupt handelt. Es ist also auch die Betonung der Ungleichgewichtsgesteine (Becke, Erdmannsdorfer) sehr zu begrüßen.

Die Betrachtung des Erstarrungsprozesses schmelzflüssiger Lösungen lehrt, daß das Gleichgewicht aller Komponenten im allgemeinen nicht zustande kommt, daß eine latente Reaktionsfähigkeit der Minerale aufeinander bestehen kann. Minerale aus dem Anfang des Erstarrungsprozesses können als instabile Relikte (Eskola) verbleiben, von einer Schutzhülle (Eskola) anderer Minerale umgeben. Wird diese Schutzhülle durch Teilbewegungen bei tektonischer Durchbewegung zerrissen, so können Reaktionen zwischen den Körnern eintreten und das latente Ungleichgewicht des Gesteins verringert werden. Es ist anzunehmen, daß Durchbewegung unter konstanten Drucktemperaturbedingungen das latente Ungleichgewicht, welches Massengesteinen innewohnt, durch „Umrührwirkung“ verringert bis aufhebt und auch in dieser Beziehung die Ausprägung des Gesteins als bestimmte Mineralfazies fördert.

Während sich während der Erstarrung ein so wichtiger Faktor wie die Temperatur immer ändert, ist dies während der Belastungsmetamorphose nicht immer der Fall, wohl aber in vielen Fällen tektonischer Transporte mit Durchbewegung.

Im allgemeinen weisen also die bestimmten Mineralfazies auf Belastung oder auf „interimistische“ Durchbewegung bei konstanten

Drucktemperaturbedingungen, ausgesprochene Ungleichgewichtsgesteine auf magmatische oder tektonische Vertikaltransporte.

Sehen wir von den Erstarrungsgesteinen ab, so werden wir Gleichgewichtsgesteine im lang belasteten Grundgebirge kontinentaler Tafeln, Ungleichgewichtsgesteine in tektonisch belebten Zonen, in Faltengebirgszonen insbesondere, zu suchen haben und unter den polymikten Tektoniten.

Nicht nur bei Erstarrungsgesteinen, sondern auch bei polymikten Sedimenten, für deren Komponenten chemisches Gleichgewicht von vornherein unwahrscheinlich ist, ferner bei metamorphen Ungleichgewichtsgesteinen, welche durch geschützte Relikte oder zeitlich unterbrochene Anpassung ihr Ungleichgewicht verraten, fördert Durchbewegung unter konstanten Drucktemperaturverhältnissen bestimmte Mineralfazies. Wo aber mit der Durchbewegung eine Vertikalkomponente tektonischen Transports verbunden ist, besteht Gelegenheit zur Bildung unbestimmter Mineralfazies, auch deshalb, weil die Existenzfelder nicht für alle Minerale gleichzeitig überschritten werden.

Es läßt sich erwarten, daß man sich bei ständiger Beachtung solcher Beziehungen und der verschiedenen Bedeutung von Gleichgewichts- und Ungleichgewichtstektoniten dem eingangs genannten Ziele nähern kann, die Gesteine mehr und mehr mittelbar und unmittelbar auf die Bewegungen der Erdhaut zu beziehen und aus den Gesteinen auf die Bewegungen rückzuschließen, wozu bemerkenswerterweise die sedimentären Fazies früher als die tektonischen herangezogen wurden, die doch direkte, petrographisch-tektonisch analysierbare Funktionen der Bewegungen sind.

In diesem Sinne sind besonders die Zeichen für Ungleichgewicht geologisch bedeutsam. Diese Zeichen weisen auf Änderung von Druck und Temperatur, diese Änderungen kommen durch geologische Änderungen zustande und nach letzteren fragt ja der Geologe. Ungleichgewichtsgesteine lassen aus Relikten und undurchgeführten Kristallisationen vieles aus ihrer Vergangenheit noch ablesen, Gleichgewichtsgesteine lassen sich chemisch-mineralogisch besser klassifizieren, beide mit vielen Übergängen auseinander ableiten. Die unvermeidliche Klassifikation der Ungleichgewichts-Tektonite scheint mir, wie an vielen Beispielen gezeigt, namentlich durch Charakteristik ihrer Teilbewegung und durch ihre Gleitmineralfazies gegeben; ferner durch ihre zeitlichen Mineralgenerationen oft mehr als durch die mehr minder erkennbaren bestimmten Mineralfazies, welche selbst zu Relikten werden.

III. Durchbewegung und Mineralfazies. Symmetrie der Tektonite.

Ein Körper ist nicht fest oder fließend oder plastisch oder spröd, sondern er reagiert unter bestimmten Umständen bei einer Deformation fest, spröd, brüchig, plastisch, fließt etc. Es ist nicht wohlgetan, einem zusammengesetzten Körper irgendein Festigkeitsverhalten als „Eigenschaft“ zuzulegen, da hiemit eine nicht bestehende Konstanz

der betreffenden „Eigenschaft“ suggeriert und darüber durch sprachliches Ungeschick die Abhängigkeit seines Festigkeitsverhaltens von der Temperatur, von der Deformationsgeschwindigkeit, von der Art der Deformation (Richtung der angreifenden Kraft), von vorangegangener Bearbeitung usw. vergessen werden kann. Will man das Verhalten eines Körpers bei Deformation so genau als heute möglich kennzeichnen, so dürfte sich ganz allgemein das Verfahren empfehlen, welches ich für die Kennzeichnung dieses Verhaltens von Gesteinen seit jeher (1911) verwendet habe und welches für die Objekte, mit welchen wir Festigkeitsversuche machen, noch viel besser verwendbar ist: Man kennzeichnet das Verhalten indem man die Teilbewegungen des deformierten Körpers unmittelbar so weitgehend als jeweils möglich kennzeichnet und die oben angedeuteten Bedingungen, unter welchen die Deformation stattfand, soweit sie bekannt sind, mit anführt. Man sagt also aus

1. der Körper wurde mit den und den Teilbewegungen deformiert, und man sagt sodann aus

2. von den Bedingungen, unter welchen die Deformation stattfand, sind *a*) die und jene mehr oder weniger bekannt, *b*) andere aus der Art der Teilbewegungen und der Gruppe *a* erschließbar.

Bei der ersten Aufgabe, für welche ich mit anderen seit 1909 durch genaue Beschreibung tiefentektonisch deformierter Areale und durch petrographische Studien wohl die geologisch wichtigsten, aber sicher noch nicht alle wünschenswerten Beispiele beigebracht habe, ist der Begriff der räumlichen Stetigkeit einer Deformation als einer von absoluten Maßen unabhängigen Eigenschaft, wie ich ihn 1911 betonte, festzuhalten. Die Stetigkeit hängt nur vom Größenverhältnis zwischen dem deformierten Ganzen und seinen zur Deformation korrelat verschobenen Teilen ab, ist also mit Unrecht von den meisten nur auf Gesteine im Dünnschliff oder gar auf Mineralkörner, von anderen nur auf Profile bezogen worden. Gerade darin, daß man diese Relativität festhält, scheint mir die künftige Brauchbarkeit des Begriffes zu liegen. Eine Falte von mehreren 100 *m* Amplitude, deren Gestein in Teile von mehreren Kubikdezimetern bei der Faltung zerlegt wurde, ist eine stetigere Deformation, als eine geometrisch ähnliche Falte von mehreren 100 μ Amplitude, bei deren Bildung sich Körner von mehreren μ verschoben. Auch unser Auge urteilt so, sobald wir es durch das Mikroskop in die Lage setzen, auch im zweiten Falle die Teilchengröße im Verhältnis zum Ganzen wahrzunehmen. Es kommt in jedem Falle objektiv nur darauf an, ob ein vor der Deformation auf den Körper aufgetragenes Liniennetz nach der Deformation noch zusammenhängend lesbare Linien zeigt.

Als solche Linien verwendet aber das Auge tektonischen Deformationen gegenüber alle Linien im Gestein, deren Geometrie vor der Deformation der Beschauer zu kennen glaubt und deren Verzerrung durch die stetige oder unstetige Deformation er hienach vergleichend beurteilt.

Man hat also bei Angabe der so wichtigen räumlichen Stetigkeit der Deformation auch die Größe des deformierten Körpers anzugeben,

bei Falten welche an und für sich stetige Deformationen sind (keinesfalls deshalb „plastische“), genügt eben bekanntlich die Faltengröße — um das Bild vor Augen zu führen und einen tektonischen Stil ziemlich gut zu kennzeichnen und es ist eine stetige Tektonik, z. B. typische Tiefentektonik, eine solche, deren Umformungen alle oder fast alle stetig im erörterten Sinne verlaufen sind.

Wie oft erörtert, genügt es für eine Fühlung mit den physikalischen Bedingungen der Orogenesis und meist erst von da aus zu unternehmende Schlüsse auf geologische Bedingungen der Orogenesis keineswegs, nur das Momeut der räumlichen Stetigkeit der Tektonite zu beachten und etwa mit der Jb. G. B. A. 1921, p. 173 ff., gekennzeichneten Unklarheit zu Worte zu bringen oder wie Lachmann genetisch zu mißdeuten (V. R. A. 1912, Nr. 17).

Es ist auch hiefür wieder nötig, die Teilbewegungen eingehend zu charakterisieren und es schneidet jede weitere Befassung ab, wenn man etwa nicht nur von Festigkeitseigenschaften wie von absoluten Konstanten spricht, sondern nicht einmal unterscheidet und angibt, ob man dieselben (z. B. Plastizität) dem Gestein als Ganzem oder seinen Mineralkörnern beilegt, was deskriptiv und genetisch (in physikalischer, chemischer und sodann geologischer Hinsicht) meist eine ganz und gar verschiedene Bedeutung hat.

Was nun die ausführliche Behandlung dieser unserer ersten Forderung, Kennzeichnung der Teilbewegungen, anlangt, so muß hier zunächst auf die (V. B. A. 1923, Nr. 4) angeführte Literatur verwiesen werden. Sodann aber auf die Ausführungen p. 206 bis p. 212 dieser Arbeit.

Bevor wir auf letztere kleinen Beiträge zu der großen hierin noch zu leistenden Arbeit eingehen, versuchen wir die zweite der petrographisch-tektonischen Grundaufgaben, welche die Bedingungen der Deformation betrifft, zu verdeutlichen.

Wenn uns die dem Experimentator gegebene Möglichkeit, die Bedingungen selbst festzusetzen und zu ändern, nicht gegeben ist, so sind uns bisweilen entscheidende physikalische Bedingungen durch geologische Einblicke bekannt und wir erhalten damit die Gruppe 2 a.

Andererseits kommen uns sowohl die Ergebnisse des Experiments als die in der Gruppe 2 a erhaltenen Einsichten zugute, wenn wir es wagen, aus den Teilbewegungen auf Deformationsbedingungen (2 b) zu schließen.

Von den Bedingungen, unter welchen die Deformation stattfand, sind folgende gelegentlich feldgeologisch erschließbar:

a) Belastung, z. B. Deformation an der Basis von Decken.

Temperatur, z. B. Deformation in Kontakthöfen.

Deformationsgeschwindigkeit, z. B. zeitliche (stratigraphische) Eingrenzung von tektonischen Deformationen; Unstetigkeiten im zeitlichen Ablauf: Risse und Überschiebungen etc. und Flexuren.

Zufuhr von mobilisierenden Agentien, z. B. Kontakthöfe.

Folgende Bedingungen sind fallweise mehr oder weniger sicher erschließbar mit weiterer Zuhilfenahme der Kennzeichnung der Teilbewegungen und der Mineralfazies.

b) Hydrostatischer Druck und Temperatur, z. B. tektonischer Baustil verschiedener Tiefe; räumliche Stetigkeit der Deformation; bestimmte Mineralfazies und deren Irritation im Sinne des Steigens oder Sinkens von Druck und Temperatur: also unbestimmte Mineralfazies, welche unter anderem tektonische Vertikalkomponenten bezeugen. Zeitlicher Verlauf, z. B. zeitliches Verhältnis zwischen Deformation und Kristallisation der einzelnen Minerale. Zeitliche Mineralgenerationen in metamorphen Gesteinen.

Hieraus ergibt sich eine gewisse erste Übersicht darüber, was die genaue Kennzeichnung der Teilbewegungen und Beachtung der Mineralfazies im Vergleich zu bloß feldgeologischen Beobachtungen zu besagen haben. Um dies zu verdeutlichen und vorläufige Umriss für eine systematische Begründung und geologische Ausnützung der Lehre von den Tektoniten der Kritik anheimzustellen, werden hier einige Schlußfolgerungen versucht, welche sich ergeben, wenn man das hier über bestimmte und unbestimmte Mineralfazies Bemerkte und die in früheren Publikationen erörterte Unterscheidung vorkristalliner, parakristalliner und nachkristalliner Durchbewegung des Tektonits festhält und zunächst nur unterscheidet, ob sich die betreffende Durchbewegung auf bestimmte Mineralfazies oder auf unbestimmte Mineralfazies bezieht, beziehungsweise auf Minerale, welche unter Umständen in einem und demselben Gestein entweder einer erkennbaren „Gleichgewichtsgesellschaft“ angehören oder nicht.

Eines aber ist diesem Versuch mit allen Nachdruck voranzustellen. Es scheint mir, daß die Rolle hydrostatischen Druckes ohne Durchbewegung für die Kristallisation von Gesteinen größerer Tiefen noch immer bedeutend überschätzt wird. Wenn Grubenmann (p. 40) sagt: „In ungestörten Gebirge zeigen auch die ältesten Schichtserien selbst bei großer Überlastung oft nur Anfänge der Umwandlung“, so nehme ich das meinerseits als einen ganz ausreichenden Beleg meiner Annahme, daß hydrostatischer Druck ohne Durchbewegung in seinen Wirkungen hinter hydrostatischem Druck mit Durchbewegung ganz und gar zurücksteht.

I Die Deformation des Tektonits ist a) vorkristallin, b) parakristallin, c) nachkristallin in bezug auf „bestimmte Mineralfazies“.

a) Es kommen dabei in Frage: Umrührwirkung mit Ausgleich latenten Ungleichgewichts, z. B. Anpassung der Mineralfazies eines Erstarrungsgesteins an eine Tiefenzone oder an einen Kontakthof durch tektonische Durchbewegung. Ebensolche Anpassung eines Sediments mit Ungleichgewicht der Komponenten. Tektonische Transporte mit Vertikalkomponente und folgender kristalliner „Erstarrung“ in einer Pause von Durchbewegung und Transport.

b) Die Deformation unter konstanten Drucktemperaturbedingungen weist auf tektonische Transporte ohne Entführung aus dem Drucktemperaturbereich der bestimmten Mineralfazies. Also z. B. tektonische Transporte und Durchbewegungen ohne Vertikalkomponente.

c) In Frage kommt Deformation, welche rascher verläuft als die Rekrystallisation unter den Drucktemperaturbedingungen der betreffenden bestehenden Mineralfazies.

Würde aber das Gestein korrelat zur Durchbewegung dem Existenzfeld der bestimmten Mineralfazies entführt, so sind außer nachkristalliner Deformation der bestimmten Mineralfazies auch Erscheinungen des Ungleichgewichtes angesichts der Durchbewegung vorhanden.

II. Die Deformation des Tektonits ist *a)* vorkristallin, *b)* parakristallin, *c)* nachkristallin in bezug auf Ungleichgewichtsminerale.

a) Es kommt in Frage: Durchbewegung während des Transports in neue Drucktemperaturbedingungen, in welchen dann erst die Reaktionen der irritierten Minerale ohne weitere Durchbewegung oder in einer tektonischen Pause erfolgen. Ferner auch Reaktionen an unstabilen Relikten, deren Hüllen eine temporäre Durchbewegung zerreißt, ohne die Relikte gänzlich auszulöschen.

b) Wie II *a)*, aber ohne tektonische Ruhe während der Reaktionen der irritierten Minerale.

Mechanisch-chemische Mineraldeformationen, welche die Deformationsarbeit verringern.

c) Falls die nachkristalline Deformation die neben bestimmten Mineralfazies erkennbaren Ungleichgewichtsminerale nicht mehr chemisch irritiert, liegt die Frage nahe, ob letztere nicht als erste Glieder einer neuen Gleichgewichtsgesellschaft zu fassen sind, welche auch bei voller Anpassung bestehen geblieben wären, da jedenfalls während der Durchbewegung ihr Drucktemperaturbereich nicht verlassen würde.

Ungefähr nach solchen Richtlinien lassen sich voraussichtlich die schon bei Beschreibung des Tauernwestendes verschiedentlich aus der petrographisch-tektonischen Betrachtung der Tektonite gezogenen Schlüsse als Beginn eingehenderer allgemeinerer Studien behandeln.

Es sollen nun aber auch, was das Morphologische der Tektonitgefüge angeht, frühere Erörterungen weiter ergänzt werden.

Wir betrachten zunächst das Deformationsellipsoid, zu welchem eine beispielsweise durch Färbung bezeichnete Kugelfläche in Körper deformiert wird.

Es treten auf

Es; ein 3achsiges Ellipsoid bei differentialer Gleitverschiebung in *s* in einer Richtung *r*. In diesem Ellipsoid wird die in *s* liegende Querachse zur Schiebung ($\parallel s$ und $\perp r$) als ungeänderter Kugelradius und mittlere Achse des Ellipsoids erscheinen. Die längste Achse und die kürzeste Achse nähern sich der Richtung $\parallel s$ und $\perp s$ mit zunehmendem Betrage der Schiebung. Kurz, es gilt für den Mechanismus der Gesteinschiebung nach *s* das für die Kristallschiebung nach einer Flächenschar Bekannte. Die Gesteinstranslation oder Schiebung, deren Bedeutung für tektonische Fazies ich durch viele Beispiele von Differentialüberschiebung mit Gleitung in *s* veranschaulicht habe, unterscheidet sich nicht im Bewegungsbild, sondern etwa darin von der Kristalltranslation, daß sich in Gesteinen meist nur eine *s*-Flächenschar oder wenigstens keine zweite gleichwertige findet, und darin, daß die „Ausarbeitung“ der Translationsflächen in Gesteinen ein überaus auffälliges und auch vielfach bekanntes Phänomen ist; während über die dauernden Veränderungen eines Kristallgitters durch Translation noch wenig bekannt ist. Es kann also erst in der Zukunft gelingen, die Rolle der Trans-

lation als Ausarbeiter der Gesteins- und Mineralgefüge übersichtlich nebeneinanderzustellen. Die Anregung, das beiden Fällen, der Gesteinstranslation und der Kristalltranslation Gemeinsame zu betonen, liegt schon darin, daß die Kristalltranslation in vielen Tektoniten zur wichtigsten Teilbewegung der Gesteinstranslation wird (z. B. Glimmer der Phyllonite). Schon jetzt ist es heuristisch nicht ohne Wert, wenn wir z. B. „passive Gefügeregelungen“ in Gesteinen als Begleiterscheinung von Schiebungen fassen und daneben jene Fälle von Kristalldeformation stellen, in welchen als Begleiterscheinung der Kristalltranslation, z. B. eines Feldspats oder einer Hornblende, z. B. Glimmer auftreten (bei echter Deformationsverglimmerung). Ein weiteres Gemeinsames beider Fälle liegt, bei aller Anerkennung der Sonderstellung der zwischen Atomen wirkenden Kräfte, doch darin, daß in beiden Fällen anlässlich der Translation eines geordneten Körpers eine Regelung, im einen Falle der Mineralkörner, im anderen Falle der Feinbauelemente des Kristalls, stattfinden kann, u. zw. orientiert im Hinblick auf den Bau des geordneten Körpers und ausgelöst durch die deformierende Kraft, ohne daß eine Temperaturänderung den geordneten Körper gleich stark ändert, wo er mechanisch nicht beansprucht ist.

Das Ergebnis ist im einen Falle der Tektonit, ein mehr oder minder neues Gestein, im andern Falle das dauernd deformierte Kristallgitter, also ein mehr oder minder neues Mineral, u. zw. ein charakteristisch eingestelltes Gleitmineral. In beiden Fällen wird die Teilbewegung durch das früher erörterte Verfahren erschlossen oder dadurch, daß wir, gestützt auf technologische Erfahrungen, aus dem Vorhandensein von Flächen geringster Arbeit auf deren Benutzung während der Deformation schließen. Und es erweist sich in beiden Fällen die Teilbewegung summierbar zur Deformation des Ganzen. Bei der Deformation eines geordneten oder ungeordneten Gesteins scheint sich analog wie bei der Deformation eines geordneten (kristallinen) oder ungeordneten (kolloiden) Minerals eine mechanisch ausgelöste, gesetzmäßige und also mit der Zeit eindeutig deutbare Neuordnung zu ergeben, auch ohne daß die Temperatur anders denn als Konstante mitentscheidet. Dies ist die allgemeinste Fragestellung nach echter Deformationsmetamorphose im genügend scharfen Sinne. Und da es sich bei den struierten Gesteinen, namentlich bei den Tektoniten, um charakteristische Ordnungen handelt und andererseits wohl für jeden Petrographen die hohe Schule für das Studium derartiger Ordnungen überhaupt die Kristallographie hinsichtlich der Gitter sowohl als der Ellipsoideigenschaften ist, so erscheint es nicht überflüssig, diese Schule auch für die Betrachtung geordneter Gesteine nutzbar zu machen und später Parallelen zwischen geordneten Gesteinen und Kristallen noch etwas weiter zu führen.

Weder das Gestein noch der Kristall wird also scheinbar durch Translation (Gleitung in s bei Gesteinen) geändert, wenn man die Sache sozusagen geometrisch schematisch betrachtet. In der Tat bleiben in manchen Fällen fast alle, in anderen Fällen wichtige Eigenschaften des Gesteins sowohl als des Minerals bei Translation erhalten, so z. B. bei weiterer Translation eines Phyllonits, was eben die Beurteilung des Ausmaßes der Translationen in vielen Fällen schwierig macht.

Wenn man die Sache aber nicht nur begrifflich schematisch betrachtet, sondern einerseits auf das für Gesteine auf Grund eingehender petrographischer Studien aufgestellte „Prinzip der Ausarbeitung von s “ Bedacht nimmt, andererseits die Feststellung von reiner Deformationsverglümmung bei der Kristalldeformation (Sander-J. R. A. 1912) sowie auf die metallographischen Ergebnisse, betreffend Eigenschaftsänderungen durch Kaltbearbeitung (von Kristallen) berücksichtigt, so kann man sagen:

1. Wie der Gesteintranslation als Ausarbeitung der s -Flächen eine ganze Reihe von Änderungen in fast allen Fällen entspricht, so entspricht der Mineraltranslation in manchen Fällen eine Änderung des Gitters bis zur Umstellung in ein neues Mineral.

2. Das durch die Mineraltranslation erzwungene Auftreten von in s eingestellten Gleitmineralien verringert die Reibung in s , erhöht also die Translatierbarkeit des Gesteins wie andere durch die Gesteintranslation bewirkte Ausarbeitungserscheinungen in s .

3. Das genannte, durch die Mineraltranslation erzwungene Auftreten von Gleitmineralen in s läßt sich selbst nicht nur als ein die Translatierbarkeit des Gesteins erhöhender Vorgang, sondern letzten Endes als mittelbare oder sekundäre Differentialbewegung zur Gesteintranslation bezeichnen, wenn man, wie es hier geschieht, auch die Differentialbewegungen, welche nach bis zu einem gewissen Grad eigenen Gesetzen innerhalb der Teile einer Teilbewegung, aber doch der Deformation des Ganzen indirekt zuordenbaren Bewegungen erfolgen, mittelbare oder sekundäre Differentialbewegungen nennt.

Ee; ein zweiachsiges Ellipsoid bei reiner linearer Streckung mit einer Ausweicherichtung, welche längste Ellipsoidachse ist.

Ep; ein zweiachsiges Ellipsoid bei reiner Pressung ($\perp s$) mit lauter gleichwertigen Ausweicherichtungen (in s), welche die längsten Ellipsoidachsen sind, während die kürzeste Ellipsoidachse $\perp s$ steht.

E; ein dreiachsiges Ellipsoid bei einer Beanspruchung aus Streckung und Schiebung; oder aus Pressung und Streckung (= Walzung); oder aus Schiebung und Pressung; kurz bei einer Beanspruchung und Deformation allgemeinerer Art, worin Schiebung, Pressung und Streckung auch im selben Deformationsakt neben- und nacheinander auftreten können. Es zeigt z. B. die längste Achse die Streck- (bzw. maximale Ausweiche-) Richtung; es liegt die kürzeste Achse $\perp s$ und die mittlere Achse $\parallel s$, \perp zur längsten. Auf diesen häufigen, aber schon wegen möglicher Translationen keineswegs allein möglichen Fall bezieht sich die übliche Bezeichnung der drei Ellipsoidhauptschnitte als Längsbruch, Querbruch und Hauptbruch des Gesteins, z. B. eines deutlich gestreckten Schiefers.

Es ist schließlich gegenüber diesen allereinfachsten Fällen nicht zu vergessen, daß die vor der Deformation ins Gestein gedachte Kugel im allgemeinen in einen weniger einfachen Körper als die Ellipsoide deformiert wird, ohne zeitliche Unterbrechung des Deformationaktes, da sich häufig während desselben Größe und Richtung der Angriffskräfte und der innere Bau des Körpers selbst auf mannigfaltige Weise ändern, indem z. B. die s -Flächen verbogen werden. Wir werden aber z. B. in diesem so häufigen letzteren Falle lediglich den Kugelradius

entsprechend klein zu wählen haben, um den Fall *Es* wieder vor uns zu haben.

Wählen wir unsere Kugel groß und geht sie bei der Deformation nicht in ein Ellipsoid über, so läßt sich aus der deformierten Kugel nicht auf die Differentialbewegungen innerhalb der Kugel schließen. Die Deformation kleinerer Kugeln, mit welchen wir uns die große gefüllt denken, werden der Deformation der großen nicht nur geometrisch unähnlich, sondern auch nur mehr minder schwierig oder gar nicht aus derselben erschließbar sein. Wir haben bei vorausgesetzter Deformation mit unserer großen Kugel keinen eindeutig deformierten Raum umschlossen, können dies aber mit entsprechend klein gewählten Kugeln besser erreichen. Ähnlich dem werden wir in einem größeren Ausschnitt verschiedenartiger Deformation aus einem tektonischen Profil, dem Bewegungsbilde eingeordnet, verschiedene eindeutig deformierte prototype tektonische Fazies finden, deren Studium, wie ich es jederzeit (seit 1911!) praktiziert und betont habe, nur in solchen Zusammenhängen, also an zu tektonischen Deformationen orientierten Schriffen seinen Wert für die petrographisch-tektonische Analyse hat. Es ist das ja die selbstverständliche Grundlage aller von uns publizierten tektonisch ausgewerteten petrographischen Untersuchungen und der praktischen Anleitung meiner Schüler zu solchen Arbeiten.

Es sind damit einige einfache unter Tektoniten typische Fälle von größerer (*Es*, *Ee*, *E*) oder geringerer (*Ep*) Häufigkeit aufgezählt. Sie gestatten eine gewisse Übersicht der Tektonik, d. h. der Gesteine mit summierbarer Teilbewegung, nach dem Bewegungsbild der Teilbewegung. Auch diese Übersicht ist unabhängig von absoluten Maßen der bewegten Teile festzuhalten, wozu bei Erörterung der Stetigkeit einer Teilbewegung oben neuerlich angeleitet wurde. Sie kommt dann der Tektonik und der Petrographie zugute — je nach der Teilchengröße. Wie man derartige geometrische Betrachtungsweisen an Stelle voreiligen Geredes von Kräften und Genesis auch in der Großtektonik setzen kann, hat vielfach Ampferer gezeigt und betont (Bewegungsbild von Faltegebirgen J. R. A. 1906 und viele folgende Arbeiten). Es würde leider viele „Tektoniker“ noch befremden, wenn man bei der Betrachtung und Beschreibung von Gebirgsbauten in der Anwendung der beim Studium von kleineren Formen gewonnenen aber von absoluten Maßen unabhängigen Begriffe so weit ginge, als man mit Vorteil für die Beschreibung kann, da die Petrographie in der Wahrnehmung solcher Dinge denn doch weiter ist, als die meisten Tektoniker.

Wenn wir uns nun hier auf die Kleingefüge beschränken, so ist der obigen Übersicht namentlich beizufügen, daß der Fall *Ep*, welcher nach den meisten Darstellungen die kristallisationsschiefrigen Gesteine beherrschen soll, gegen die anderen Fälle sehr zurücktritt, wie ich durch petrographische Untersuchungen an zahlreichen Tektoniten zeigte.

Wenn wir die Gesteine mit geordnetem Gefüge in Übersicht bringen wollen, so empfiehlt es sich, eine rein geometrisch beschreibende Übersicht vorzunehmen und dabei ähnlich wie bei der Kennzeichnung von Punktgittern auch die Symmetrieeigenschaften hervorzuheben.

Diese Symmetrie der Gesteine läßt sich von zwei Gesichtspunkten aus betrachten. Einmal, indem wir zuerst die Symmetrie der bereits besprochenen Ellipsoide ins Auge fassen. „Ellipsoidsymmetrisch“ in diesem Sinne ist dann jedes Gestein bzw. jeder Tektonit, wo sein Gefüge in einer der Symmetrie des Ellipsoids zuordenbaren Weise texturiert ist, was mit den kristallographischen Körnerachsen nichts zu tun haben muß. Einen zweiten Gesichtspunkt erhalten wir, wenn wir bedenken, daß Gestein bisweilen eine mehr oder minder vollkommene Parallelstellung der kristallographischen Körnerachsen zeigt, eine Gefügeregelung verschiedenen Grades, wie ich sie beispielsweise an Quarztektoniten von berggipfelbildender Mächtigkeit schon vor 10 Jahren beschrieben habe, wie an monomikten Gesteinen aus schieferholden Mineralen längst bekannt ist und ebenso am Gletschereise. Es ist klar, daß ein derartig geregeltes monomiktes Gestein (oder auch Metall!) eine umso vollkommene Näherung an sein Mineral in bezug auf alle gerichteten und geordneten Eigenschaften (Vektoren und Tensoren) desselben zeigt, kurzgesagt an den Kristall seines Minerals, je vollkommener die Regelung erstens hinsichtlich der Genauigkeit homoachser Stellung oder zweitens statistisch, hinsichtlich der Zahl der geregelten Gefügekörner ist. Es gilt in diesem Falle von den Eigenschaften des Gesteins und ihrer Symmetrie dasselbe, wie für den Kristall seines Minerals. Die Gesteine sind mehr oder minder Kristall geworden, was die Ellipsoideigenschaften des Kristalls anlangt. Und es erübrigt sich so hier eine eingehende Erörterung von Spezialfällen derartiger Ellipsoidsymmetrie h. A. (höherer Art) der Gesteine, welche wir neben Ellipsoidsymmetrie, namentlich beim Studium von Tektoniten, im Auge behalten. Die Ellipsoideigenschaften eines polymikten, aus mehreren Mineralen mit hekanntem Mengenverhältnis*) und Regelungsgrad**) bestehenden Gesteines mit Gefügeregelung setzen sich aus den Ellipsoideigenschaften seiner Minerale zusammen, seine Ellipsoidsymmetrie sozusagen aus den Ellipsoidsymmetrien h. A. des einzelnen für sich zu betrachtenden Minerals. Da die gerichteten (vektoriellen und tensoriellen) „Eigenschaften“ oder hesser Reaktionen der Gesteine vielfach (Wärmeleitung, Tunneltemperaturen, Schürfung mit Wellen oder Leitfähigkeit u. a. m.) praktisch von Interesse sind, erscheint die Bearbeitung solcher Zusammenhänge mit dem Endziel gewisse Voraussagen von Schlifften aus machen zu können, angesichts der ungeheinen zahlreichen geregelten polymikten Gesteine wünschenswert, wobei die Wirkung der Intergranularen zu beachten wäre.

IV. Mechanisch-chemische Deformation der Minerale.

Als „Deformationsverglimmerung“ von Feldspaten habe ich Fälle beschrieben, in welchen nur an den stärkst beanspruchten Stellen der Feldspate — an vorspringenden Ecken oder im Scharnier gebogener Kristalle — ersichtlich korrelat (zuordenbar) zur Spannungsverteilung,

*) Mit Rosiwals Methoden im Schliiff bestimmbar.

**) Mit Schmidts Methoden im Schliiff bestimmbar.

bei der Deformation die Serizitisierung erfolgt. Die Serizitisierung stellt in solchen Fällen eine Erleichterung der zur Deformation korrelierten Differentialbewegung dar, welche nicht nur durch Translationen oder durch Verstellungen im Raumgitter (Zwillinge) erfolgt, sondern durch Ausbildung eines Minerals mit leichterer Translatierbarkeit an Stelle des ersten bei voraussichtlich geringer Änderung der Formel.

Der analoge Vorgang scheint mir in einer Reihe von Fällen in Tektoniten eine Rolle zu spielen und einer Erörterung auf Grund der neueren Anschauungen über Raumgitterveränderungen wert. Er bedeutet sozusagen eine zur Deformation korrelierte „passive Gefügeregelung“ im Kristall mit einer Änderung des Raumgitters, welche an Stelle des weniger translatierbaren ein translatierbareres, arbeitsparendes Mineral setzt (schieferholde Minerale in schärferer Fassung, „Gleitminerale“). Sehr wesentlich ist für die Auffassung, daß wir heute weitgehende Änderungen des Chemismus bei ziemlich weitgehender Erhaltung von geometrischen Raumgittereigenschaften kennen. Ferner wissen wir, daß es sich bei der Teilbewegung in schiefrigen Tektoniten wesentlich um Gleitung in s handelt und also hinsichtlich der Korndeformation nicht um Beanspruchung auf Spaltbarkeit, sondern um Beanspruchung des Kornes auf Translation, vornehmlich $\parallel s$ (des Schiefers). Ferner ist der Begriff vorbereitender Molekül- (oder besser Gitter)deformationen in einer Vorphase vor der chemischen Umsetzung begründet. Damit ist vorerst rein begrifflich neuerlich die Brücke geschlagen zur Annahme, daß „mechanisch-chemische Deformation“, d. h. eine mechanische Beanspruchung des Raumgitters, gehend bis zu dessen dauernder Deformation, welche eben mit der Bildung eines neuen Minerals korreliert zur Beanspruchung identisch ist, in Tektoniten eine Rolle spielt. Wirkliche dauernde Deformation eines Raumgitters ist eben bereits mechanisch-chemische Änderung oder chemische Deformation in unserem Sinne.

Darauf, daß derartige chemische Deformation als Steigerung der mechanischen bis ins Raumgitter zu fassen ist und beide genetisch zusammenhängen, scheinen mir zwei sonst unverständliche Umstände hinzuweisen:

1. daß die neuen Minerale eben gerade solche sind, welche die Arbeit bei der betreffenden Deformation verringern und mit ihren Translationsflächen entsprechend orientiert sind;
2. daß diese Änderung an den meistbeanspruchten Stellen des Kornes erfolgt; bei einer Temperatur, welche das übrige Korn ungeändert beließ oder gleichsinnig, aber weniger stark änderte, also wesentlich mechanisch hedingt.

Diese beiden Umstände scheinen mir ohne meine obige Annahme „mechanisch-chemischer Deformation“ im oben erörterten Sinne unerklärlich, und ihr Vorhandensein bildet jeweils das Hauptargument für die fallweise Annahme und nähere Diskussion derartiger mechanisch-chemischer Deformationen (bei einer Temperatur, welche ersichtlicherweise den mechanisch unbeanspruchten Teil des Kristalls ungeändert oder weniger geändert ließ, ob sie sich nun selbst geändert habe oder nicht).

Die Gesamtheit dieser wesentlich mechanischen Deformation in Gleitminerale stellt einen Teil der passiven Gefügeregelung des Gesteins vor, einen Vorgang, welcher die auf Reibung im Gestein entfallende Arbeit vermindert, aber einen Teil der Deformationsarbeit auf Neubildung von Mineralen verwendet. Genaueres Studium derartiger Deformationen kann vielleicht wieder einen Teil des begrifflichen Chaos, der „Dynamometamorphose“ ersetzen.

Neben dem Umstande, daß Leptyle aus dem Feinbau eines Kristalls chemisch herauspräpariert (Rinne) werden können, muß der Umstand beachtet werden (Johnsen nach Rinne), daß bei Zwillingsgleitungen die Leptyle gesondert marschieren können. Es scheint mir dann die mechanisch-chemische Deformation im obigen Sinne eine näherliegende Annahme und auch ihre experimentelle Bestätigung zu erwarten. Und wenn Lehmann Beispiele für schiebende Bewegung beim Übergang einer Modifikation (Protokatechusäure) in eine andere gibt, erscheint es nicht mehr unmöglich, eine Modifikation in die andere zu überschieben.

Eben weil andererseits die Leptonen im Kristall nicht kinetisch frei sind, sondern in einem mechanisch anisotropen Netz von Affinitätstensenoren verstrickt, ist es verständlich, wenn mechanische Beanspruchung zu neuen geregelten Feinbauen, d. i. zu neuen Kristallen, nicht aber zu neuen regellosen „Aggregat“zuständen führt. Ist doch selbst schon im Falle viskosen Fließens nicht mehr regelloses, sondern geregeltes Ausweichen im fließenden anisotropen Aggregat so vielfach die Antwort auf mechanische Deformation.

Ein eigens zu behandelndes Kapitel, welches ich an die mechanisch-chemische Deformation im obigen Sinne anreihen möchte, betrifft die mechanische Überführung von kolloiden Tongesteinen in Serizitphyllite. Doch bedürfte gerade dieses Kapitel noch darauf gerichteter Röntgenuntersuchungen, was die Kristallinität und Regelung in kolloiden Ton-sedimenten angeht.

V. Tektonische Entmischung. Mittelbare Teilbewegungen.

Tektonische Entmischung im weitesten Sinne liegt überall vor, wo anlässlich einer Gesteinsdeformation Entmischung der mineralischen Komponenten des Gesteins auftritt. Wir haben eine Reihe von hergehörigen Vorgängen vor uns, welche dem Maße nach von mächtigen gefüllten Gängen in einem Gestein bis zu den feinsten verheilten Haarrissen seiner Körner, zur Füllung „tektonischen Porenvolumens“ verschiedensten Ausmaßes (was Größe und Gesamtraum des Porenvolumens anlangt) führt. Wenn wir nun wieder vom absoluten Maße der Erscheinung absehen, so finden wir eine hier zu erörternde Möglichkeit, die hergehörigen Erscheinungen begrifflich und manchmal nachweislich einzuteilen. Diese geht von der Frage aus, ob die Füllung eines vorher gebildeten Hohraumes oder eines mit der Füllung ab statu nascendi wachsenden Raumes stattgefunden hat oder ob die entmischten Stoffe gemäß ihrer Beweglichkeit an Orte mit geringerem allseitigen Druck wanderten, wie dies ebenfalls wieder in den verschiedensten Ausmaßen

zu beobachten ist; so in den druckgeschützten Augenwinkeln der Feldspate von Augengneisen (Streckungshöfe Beckes), in den Innenseiten unter dem herrschenden Druck gebogener, gefalteter Gesteinslagen, seien dieselben unter dem Mikroskop untersuchte Quarzite oder Lagen mächtiger Ausmaße, welche anlässlich der Faltung eine vollkommen analoge Anreicherung aus dem Gestein entmischer, bisweilen nutzbarer Minerale erlebten.

Abgesehen auch von diesen Fällen läßt sich noch ein anderer finden, welcher als mechanisch-chemische Deformation eben erörtert wurde. Indem wir nämlich beachten, ob der Transport der entmischten füllenden Stoffe in Lösung erfolgte oder oh bei der Deformation eines einzelnen Kristallkorns, z. B. bei dessen Biegung bei einer konstanten Temperatur oder bei einer Temperaturänderung, welche die bei der Deformation unbeanspruchten Teile des Kristalls stabil läßt eine der mechanischen Kräfteverteilung angepaßte Änderung des Raumgitters mit Ausscheidung von Atomen oder ohne solche erfolgt. Es erfolgt in diesen Fällen die Entmischung mehr oder weniger hloß innerhalb des Raumgitters, ähnlich wie dies Tammann z. B. an Legierungen gezeigt hat, und es ist Sache der Übereinkunft, ob wir hier noch von Entmischung sprechen, wenn keine Abwanderung von Atomen nachweislich ist. Man könnte den Fall als interne Entmischung der Minerale isolieren, was auch der außerordentlichen und ganz besonderen Bedeutung dieses Falles der „mechanisch-chemischen Deformation“ für die Tektonite am besten gerecht wird. Noch eine vierte Art der Bewegung von Atomgruppen im Anschlusse an die Deformation des Gesteins ist hier anzuführen: die Rekristallisationsbewegung, welche sicher oft ohne Entmischung erfolgt. Die Atomgruppen bewegen sich hiebei allerdings frei, insoferne, als ihre Wege nicht unmittelbare Teilbewegungen zur Deformation des Ganzen sind; so z. B. bei Warmreckung oder Glühen eines kaltgereckten Metalles. Man wird diese Bewegungen also nicht schlechthin als Teilbewegungen zur Deformation bezeichnen. Aber man kann darauf hinweisen, daß auch diese sozusagen an Umwegen reiche Bewegung der Teilchen das Kleingefüge der neuen Form des Ganzen anpaßt. Und darauf, daß den Teilchen bei dieser Bewegung im Gefolge der Deformation zwar ihre Wege von Wärme und molekularen Richtkräften (vielleicht in manchen Fällen auch noch von gerichteten Drucken und elektrischen Stromrichtungen) vorgezeichnet sind, aber innerhalb der von der Deformation mehr oder weniger deutlich vorgezeichneten Räume. Die Atomgruppen sind so frei wie Gefangene, die sich in einer Zelle bewegen dürfen, deren Form weitgehend durch die Deformation des Körpers bestimmt ist (Abbildungskristallisation). Es ist dies vielleicht am deutlichsten, wenn Rekristallisation schon vor Überschreitung der Elastizitätsgrenze eintritt. Folgt sie aber auch erst später, so ist sie auch in diesem Falle eine durch die Deformation des Ganzen (und Wärme) bedingte und in diesem Sinne derselben korrelierte Bewegung; wenn man will eine mittelbare Teilbewegung zur Deformation, gewissermaßen ein mehr oder weniger verspätetes Nachfließen besonderer, nicht nur durch die Deformation vorgeschriebener Art. Bei dieser Gelegenheit sei angemerkt, daß sich auch die Warmreckung als eine mechanische

Deformation mit folgender Kristallisation betrachten läßt. Es gibt, abgesehen von Flüssigkeiten, wohl überhaupt nur „Kaltdeformation“ mit nachfolgender Kristallisation, wie ich dies längst für alle beobachtbaren Fälle „vorkristalliner“ Gesteinsdeformation zugrunde legte. Es ist also nicht unverfänglich, solche Kategorien, wie etwa kaltgereckte, warmgereckte und etwa Gesteine mit Nachglühwirkung nebeneinander zu stellen. Was man für die petrographisch-tektonische Analyse aus dem Gestein entnehmen kann, ist, bei welchen Mineralen die Kristallisation (und also deren oft geologisch deutbare Bedingungen) die Deformation überdauerte. Ich stehe nach wie vor auf dem Standpunkt, daß damit viel die besseren und eingehenderen Unterscheidungen schon sehr lange getroffen sind als durch Übertragung der metallographischen, dem Bearbeitungsversuch angepaßten Begriffe „kaltgereckt“ und „warmgereckt“.

Jeder sogenannten Warmbearbeitung des Kornes geht also sozusagen — wenn auch vielleicht nicht einmal bis zur Elastizitätsgrenze — eine Kaltbearbeitung des Kornes voraus, auf welche, lediglich schneller oder weniger schnell, Kristallisation folgt. Vielleicht könnte man auch bei manchen metallographischen Überlegungen, statt Warmreckung und Kaltreckung zu koordinieren, von den für die Gesteinsuntersuchung benützten Begriffen ausgehen: mechanische Deformation ohne oder mit rascherer oder langsamer Kristallisation, welche mit oder ohne Temperaturänderung erfolgt. Fällt die Deformation nicht unter diese Fälle, so war sie nicht die Deformation fester Körner.

Wir kehren nun noch einmal zum ersten Gesichtspunkt, Füllung vorgezeichneter Hohlräume, zurück und sehen von den Dimensionen der Füllungen, welche übrigens mit dem Grad der Entmischung des Ganzen nichts zu tun haben, ab. Wir denken uns ferner die Zeit, in welcher die Füllung wirklicher oder wachsender Hohlräume durch Entmischungsprodukte erfolgt, zuerst der Zeitspanne nach gleichgültig, sodann lassen wir die vielleicht eingeschlichene Forderung fallen, daß sich in allen Fällen irgendeine beobachtete Füllung unmittelbar an eine beobachtete Entmischung und diese unmittelbar an eine tektonische Durchbewegung des Ganzen anschließe. Wir haben damit den allgemeinsten Fall definiert, in welchem wir gleichwohl noch die Wanderung entmischter Stoffe und die Füllung als mittelbare oder unmittelbare Teilbewegung zu einer tektonischen Deformation betrachten; wobei aber auf die Unterscheidung als mittelbare und unmittelbare Teilbewegung Gewicht gelegt wird. Mittelbare oder unmittelbare Teilbewegung in Lösung ist dann jeder Transport im Gesteinskörper, welcher eine wirkliche oder virtuelle durch den Deformationsakt bedingte Lücke füllt, gleichviel ob letzteres sogleich oder später erfolgt. Es wird vielleicht später gehen, dem eine exaktere Fassung zu geben. Der Vorteil dieser Fassung ist, daß sie auch mittelbare Zusammenhänge der Füllung mit der Deformation und Entmischung nicht übersieht, sondern stets im Auge behält. Als Teilbewegungen anschaulich werden solche mittelbare Teilbewegungen (z. B. nachträgliche Kluftfüllungen), wenn wir den ganzen Vorgang mit richtig gewählter Verkürzung der Zeit betrachten, z. B. so, als wären 1000 Jahre wie 1 Minute.

Wir betrachten nun noch die Bedeutung des Umstandes (vgl. Tammann, Zeitschrift für anorg. u. allg. Chemie 1922, p. 303), daß Silikate nicht als Moleküle in Lösung gehen, für die Teilbewegung in Lösung und die tektonische Entmischung von Silikatgesteinen.

Mit der einen Tatsache, daß die Lösungen von Silikaten nicht Moleküle der Silikate, sondern deren Atome und Atomgruppen transportieren, und mit der zweiten Tatsache der ungeheuren Verbreitung tektonisch deformierter Silikatgesteine ist die Wahrscheinlichkeit gekennzeichnet, mit welcher wir auf Mineralneubildungen anläßlich der Teilbewegung in Lösung treffen. Es ist in hohem Grade unwahrscheinlich, daß sich ein tektonisch entmischtes und gelöstes Silikat rekonstituiert, da im allgemeinen die Bedingungen schon anläßlich der tektonischen Durcharbeitung andere geworden sind. Die Teilbewegung in Lösung bei den Silikaten führt also im allgemeinen zu neuen Mineralen und die Lösung stellt die Gelegenheit dar, bei welcher sich Silikate auf die neu gegebenen Bedingungen einstellen.

Bei Lösung sind also Silikate empfindliche Indikatoren geänderter Bedingungen.

Wenn wir in einer tektonischen Fazies dieselben Silikate nach der Durchbewegung neugebildet finden, welche vor der Durchbewegung da waren, so ist der erste Gedanke nicht der an eine Rekonstituierung der Silikate aus Lösung, sondern der, daß überhaupt keine Lösung, also keine Teilbewegung in Lösung stattfand.

Haben wir, diesen Gedanken prüfend, das Gefüge untersucht, so ist die zweite Aufgabe, den Chemismus der betreffenden Silikate zu beachten. Ein Silikat wird ein um so empfindlicherer Indikator im eben erwähnten Sinne sein und um so weniger Aussicht haben, sich aus seiner Lösung zu rekonstituieren, 1. je enger sein Existenzbereich ist und 2. je mehr sein sogenanntes „Molekül“ in Lösung zerfällt, oder etwas ungenauer gesagt, je komplizierter es gebaut ist. Mit dieser Forderung stimmt z. B. die Erfahrung, daß sich z. B. SiO_2 selbst so leicht aus Lösung wiederherstellt und unter den durch tektonische Bewegungen weitgehend geänderten Drucktemperaturbedingungen im Gesteinsinnern eine nur durch das Auftreten von Modifikationen variierte Rolle als Füllung tektonischer Porenvolumina, als Verheiler von Rupturen spielt. Andererseits läßt sich, was ich lediglich um eine systematische Beachtung dieser Frage anzuregen erwähne, der Fall geradezu deskriptiv als eine Norm aufstellen, daß die tektonisches Porenvolumen füllenden Minerale einfachere Verbindungen sind als die Lieferanten der Lösung. Man kann diese Regel, daß die verheilenden Minerale einfachere Verbindungen sind, an Silikaten sowohl als an Karbonaten eine große Rolle spielen sehen, wenn man statistisch überblickt, womit die Rupturen von Kalknatronfeldspaten, von Granaten, von Dolomiten usw. verheilt sind. Einfachere Verbindungen treten als Rupturenverheiler in tektonisch entmischten Blastomyloniten an Stelle von komplizierteren. Es ist dies eine genauere und konkretere Fassung der bekannten Feststellung, daß in geringeren Tiefen der „Regionalmetamorphose“ „einfachere Verbindungen an Stelle komplizierterer treten“.

Es läßt sich bei dieser Fassung verstehen, daß die Mineralparagenesis im tektonischen Porenvolum des Kleingefüges, die verheilende Mineralgeneration eines Blastomylonits dieselbe oder eine ähnliche ist wie die Verheilung und Füllung größerer Rupturen (der Gänge). Es führt also von Königsbergers Studien über die Paragenesis der Gangminerale der Weg unserer Untersuchung zu den Haarrissen im Gesteine und endlich zur Füllung rupturer Intergranularen, z. B. der Blastomylonite oder, hier vielleicht besser zu sagen, der Blastotektonite (vgl. Sander I. R. A.).

Die Drucktemperaturbedingungen eines Tektonits, in welchem rupturale Teilbewegung neu auftritt, werden im allgemeinen andere sein als zur Zeit, welche vor der ruptuellen Deformation liegt und eben eine Zeit ruhiger Kristalloblastese oder allgemeiner Warmreckung nahekommender tektonoblastischer Deformation war. Es ist mit diesem Satze und dem Satze, daß die Silikatlösungen keine Moleküle der abgebauten Verbindung führen, bereits gegeben, daß Rupturen mit neuen Mineralen verheilen (einfachste Verbindungen ausgenommen), was keine Selbstverständlichkeit ist. Daß nun diese neuen verheilenden Minerale, welche von vornherein ja hochkompliziert sein könnten, im allgemeinen einfachere Verbindungen sind, das ist eine von den Theoretikern der Metamorphose ausgesprochene Erfahrung.

Haben wir nun die Minerale einer tektonischen Fazies auch noch von solchen Gesichtspunkten aus betrachtet und finden dieselben Minerale nach der Durchbewegung neugebildet, welche vorher vorhanden waren und darunter auch komplizierte Verbindungen, so ist der Schluß gerechtfertigt, daß die Durchbewegung eben ohne Änderungen der Drucktemperaturbedingungen erfolgte. Es werden rupturale Teilbewegungen fehlen. Es werden unterscheidbare Mineralgenerationen sowohl stofflich als der Gestalt nach häufig fehlen, was durchaus kein Kennzeichen kristalliner Schiefer überhaupt ist. Wir werden neugebildete Minerale aus stofflich gleichen älteren und damit unseren Gesteinstypus in der gegebenen Auffassung überhaupt nur schwierig, etwa in Fällen mit vergleichbarer interner und externer Reliktstruktur, feststellen können. Wir gelangen von den vollkristallinen durchbewegten Gesteinen großer Tiefen bis in Gebiete, in welchen die Nachbarschaft von Magmen den Chemismus der neu gebildeten Minerale bestimmt, ohne daß diese im allgemeinen als Verheiler oder Füller tektonischen Porenvolumens auftreten.

VI. Streckung an Gesteinsgrenzen.

Was die Zugrisse anlangt, so ist bei der Diskussion der einzelnen Fälle immer nach dem mechanisch anders reagierenden Nachbargestein, welches das zerrissene Gestein nicht notwendig allseits umschließen muß, zu suchen. Man wird eine unter den betreffenden Deformationsbedingungen besser geflossene unzerrissene Masse G_1 als Nachbar- oder Einbettungsmasse für das bei gemeinsamem Ausweichen zerrissene Gestein G_2 finden. Wenn man nun darangeht, den Fall zu erörtern, so hat man vor allem die Reibung R_g an der Grenze der beiden Gesteine (welche keine scharfe zu sein braucht!) in Betracht

zu ziehen. Damit die Zerreißung zustande kommen kann, muß die Reibung an der Grenze größer sein als die Zerreiungsfestigkeit von G_z (Z_z)

$$R_g > Z_z$$

R_g ist kleiner oder höchstens gleichgroß wie die Festigkeit von G_f (F_g)

$$R_g \leq F_f.$$

Es ist also $F_f \geq R_g > Z_z$.

Die Reibung an der Grenze liegt zwischen den Festigkeiten der beiden Gesteine.

Dieser Umstand bestimmt, daß das eine Gestein zerreißt. Die Distanz der Zerreiungsklfte nimmt ab mit der Zunahme von R_g innerhalb der eben gegebenen Grenzen. Sie kann also um so kleiner werden, je größer F_f im Vergleich zu Z_z ist. Da wir in manchen Fällen, z. B. im Falle der zerrissenen Belemniten, die Zerreiungsfestigkeit des Belemniten messen und mit ziemlicher Sicherheit seinem Z_z zur Zeit der fließenden Deformation seiner Einbettungsmasse gleichsetzen können, so wird die Angelegenheit dem Experiment und einer quantitativen Behandlung einigermaßen zugänglich, welche sich mit der nötigen Vorsicht auch auf sorgfältig gewählte grtektonische Beispiele übertragen läßt.

Es ist nämlich in diesem Falle und in analogen Fällen die Zugfestigkeit F_f jedenfalls größer als die bestimmte Z_z gewesen. Wir finden sozusagen von der Natur eingebettete Kontrollmastbe. Die Auffindung und unerläßliche petrographische Untersuchung derselben steht dem petrographischen Tektoniker zu. Eine Schwierigkeit liegt nach meinen bisherigen Untersuchungen von Gestein- und Streckungsrissen zunächst darin, daß auch G_z eine Zeitlang unzerrissen mitgestreckt wurde.

Wenn wir aber den Vorgang nach den angedeuteten Umrissen eben nur von dem Moment an betrachten, wo Zugrisse auftreten, so dürfen wir wohl für die Bestimmung von Z_z nicht nur einen Belemniten, sondern auch manche Gesteine verwenden und deren Z_z in der Streckachse bestimmen. Da der Vorgang in der Natur unter Bedingungen stattfand, welche das Nachbargestein fließen machten, so ist anzunehmen, daß einige dieser Bedingungen auch G_z im selben Sinne beeinflussten. Die eingehende Diskussion solcher Bedingungen für Gesteine muß andernorts an die mechanische Technologie angeschlossen werden. In den meisten Fällen dürfen Deformationszeit und Wärme als Größen im Vordergrunde stehen, deren Wachsen fließendes Nachgeben begünstigt. Sie sind gewi später in die Betrachtung einzuführen, hier aber genügt die Feststellung, daß wir G_z in der Zerreißmaschine ohne solche Einflüsse deformieren und es fragt sich, ob Z_z größer oder kleiner ausfllt als für die Natur, also beim Bestehen genannter Bedingungen. Anders gesagt: Ist die Zerreiungsfestigkeit für ein und denselben Körper größer oder kleiner als seine Zugfestigkeit, wenn wir ihn unter Bedingungen deformieren, unter welchen er fließt.

Was die Deformationszeit, die Plötzlichkeit der Beanspruchung anlangt, so ist anzunehmen, daß bei rascherer Deformation auch bei Gesteinen Z_z kleiner wird und daß Wärme durch Vermeidung der inneren Reibung die Zugfestigkeit und Z_z herabsetzt. Wenn wir also annehmen, daß in der Natur langsamer — also Z_z vergrößernd — und wrmer — also

Z_z verringert — deformiert wurde, so müssen wir zu einem Urteil über das Verhältnis dieser beiden Einflüsse zu gelangen suchen, ehe wir unsere im Laboratorium bestimmte Z_z für den Naturvorgang einschätzen können.

Ist letzteres aber gelungen, so scheint es nicht aussichtslos, aus den Zusammenhängen zwischen Z_z des Maßstabes (d. i. G_z), den Distanzen der Streckungsrisse und Z_f die bei der betreffenden tektonischen Deformation tätigen Kräfte innerhalb gewisser Grenzen absolut zu messen.

Ein gewisser Einblick in das Verhältnis der Festigkeiten zu einander ist aber durch das Erörterte schon gegeben und aus jedem Gestein mit Streckrisse zu entnehmen. Diese Einblicke sind mehr petrographischer Natur. Betrachten wir zunächst zwei monomylete Gesteine, welche gemeinsam gestreckt wurden, z. B. die langgestreckten Hornsteinspindeln im Hochstegenmarmor der Tauernhülle. Weder Kalk noch Hornstein ist zerrissen.

Die Reibung an der Grenze beider (R_g) war kleiner oder gleich der inneren Reibung des Kalkes (R_k) bei der Deformation und sie war größer als die innere Reibung des Hornsteines (R_h) bei der Deformation. Die Deformationsbedingungen waren also derart, daß die Beziehung

$$R_k \geq R_g > R_h$$

bestand, also auch

$$R_k > R_h.$$

Der Hochstegenmarmor wurde also unter Bedingungen deformiert, bei welchen die innere Reibung des Marmors beim Fließen größer war, als die des Hornsteins.

Daß es solche Bedingungen überhaupt gibt, ist die durch das Naturobjekt erwiesene Tatsache.

Aus dem Gefügebild des Objektes ergibt sich dessen vor-kristalline Deformation für den Quarzit. Das heißt, die kristalline Mobilisation des Gefüges überdauerte jedenfalls die Deformation, wobei es offen bleibt, ob diese letztere vor der kristallinen Mobilisation oder mehr oder weniger gleichzeitig, aber von der kristallinen Mobilisation überdauert vor sich ging. Aus der mechanischen Unversehrtheit des Gefüges, welche sowohl Marmor als Hornsteingranit zeigen, ist dieser Schluß wegen der bekannten hohen Translatierbarkeit des Kalzits nur für den Quarzit zu machen.

Wir sind also einer kristallinen Mobilisation für den Quarzit gewiß.

Nun sind zwei Erklärungen dafür möglich, daß die innere Reibung des Quarzites unter die des Marmors sank.

- a) Entweder es war dies durch die kristalline Mobilisation während der Deformation ermöglicht,
- b) oder es erfolgte die Deformation des Quarzites unter rupturer mylonitischer Teilbewegung mit nachheriger Kristallisation.

Zwischen a) und b) kann nun die petrographische Untersuchung entscheiden helfen. So kennen wir als Kriterium für b) Regelungserscheinungen in Quarzgefügen. Die petrographische Untersuchung des vorliegenden Falles wurde in anderen Zusammenhängen bereits durchgeführt (I. R. A., 1915, p. 611) und hat ergeben, daß die passive

Quarzgefügeregelung keine Rolle spielt, daß während der Deformation*) das Quarzgefüge kristallin mobilisiert und wahrscheinlich in Marmor keine Druckleitung möglich war.

Wir machen also die Annahme α , nämlich daß die Umkristallisation des Hornsteins während der Deformation seine innere Reibung kleiner machte, als die des umschließenden Marmors.

Von den beiden Bedingungen Druck und Temperatur mag Druck die innere Reibung für Kalzit und Quarz gleichsinnig beeinflussen, die Temperatur aber irritiert den Feinbau der Kieselsäure mehr als den des Kalziumkarbonats (wenn CO_2 nicht entweichen kann). Möglicherweise also ist die Deformation in der Nähe der Übergangstemperatur zwischen α und β Quarz erfolgt. Die Überlegung wurde jedoch nicht wegen dieser Frage, deren sichere Beantwortung hiemit ja noch ganz und gar nicht gegeben ist, bis hierher geführt, sondern als Beispiel für den Gang derartiger Überlegungen, welche sich den einzelnen Fällen mannigfaltig anpassen lassen, z. B. im Falle das eine der gemeinsam gestreckten Gesteine zerrissen ist oder deutliche tektonische Entmischungserscheinungen zeigt.

Es wäre, wenn man, wie für die meisten Betrachtungen erlaubt ist, Streckung im Ausweichemaximum gegenüber einem Umschließungsdruck gleich Zug in derselben Achse setzt, also anzuführen, daß wirkliche echte Zugwirkung bei Einspannung eines Gesteins neben ein leichter fließendes auftreten kann und vielfach auftritt. Es braucht lediglich das eine Gestein leichter zu fließen als das zweite, aber dennoch fester zu bleiben (d. h. mehr Spannung aufzunehmen) als das zweite gegen Zug.

Ferner tritt ein Unterschied im Verlauf der Deformation zutage, je nachdem ein Zugversuch mit Einspannung an den Enden vorliegt oder Ausweichen im linearen Druckminimum, wenn wir beidemale die Grenze der Gesteine mit verschiedener innerer Reibung betrachten. Es kann nämlich nur im zweiten Falle eine Verbiegung der Grenze auftreten.

VII. Zur Deutung geregelter Gefüge.

In der nun folgenden Betrachtung sollen frühere Studien namentlich durch den Nachweis und die Erörterung der Deutbarkeit geregelter Gefüge optisch zweiachsiger Kristalle ergänzt werden. Im folgenden Abschnitte wird dann eine Anschauung über den Vorgang der mechanisch erzwungenen Gefügeregelung bei translatierenden Kristallen in Umrissen entwickelt. Die konoskopische Untersuchung hezeichnender Präparate im einfarbigen Licht zur Illustration des betreffenden Abschnittes mußte angesichts des ungenügenden Instrumentars des Innsbrucker Instituts vorläufig unterbleiben.

Eingehende Befassung mit den Erscheinungen der Regelung von Kristallitengefügen ist, wie das Folgende lehrt, bei den Petrographen weit früher erfolgt als bei den Metallographen, da den ersteren die

*) Im betreffenden Falle war die untersuchte Deformation Faltung und Ausbildung von Clivage im Hornstein.

optischen Methoden dienstbarer waren. Seitdem aber „Röntgenographische Bestimmung von Kristallenordnungen“ (Polanyi, Die Naturwissenschaften, 1922, Heft 16; mit zitierter Literatur) möglich geworden ist, hat die Untersuchung dessen, was wir lange Gefügeregeln nennen, lebhaft eingesetzt, im Dienste der Technologie sowohl als selbständig. Man wird vielleicht nicht ganz ohne Bedauern auch hiebei sich eines Hinweises Tammans (Aggregatzustände 203) erinnern, daß „einschlägige Ergebnisse von Gebieten, deren Bearbeiter kaum je in Beziehungen zueinander stehen, deshalb diesen Bearbeitern oft unbekannt bleiben.“ Ein Einblick in die l. c. zitierte Literatur ergibt auch außer dem Grundthema Gefügeregeln zu unterscheiden und zu untersuchen, viele Möglichkeiten gegenseitiger Anregung im einzelnen, so z. B. wenn man Polanyis Feststellung, daß sich die dichtesten Netzebenen in kaltgereckten Drähten quer zur Streckachse stellen, mit meiner Fassung der Quarzgefügeregel vergleicht oder wenn Kirchner (Ann. der Phys. 1922, Nr. 17, p. 74) von Metallen Fälle beschreibt, welche vollkommen der von mir beschriebenen Abbildungskristallisation durch Kaltreckung geregelter Quarzgefüge entsprechen.

Wegen der neuerlichen Betonung dieser Arbeitsrichtung, wegen derartiger Anklänge und weil eine allgemeinere Besprechung der Regelung nach Ellipsoideigenschaften vielleicht ein gewisses Interesse für sich hat, wurden die folgenden Erörterungen zusammengestellt.

Trener hat (I. R. A. 1906, p. 469) in allen Schliften einer 15 *cm* langen Quarzplatte jene Anordnung der Quarzkörner $\alpha' \parallel s$ gefunden, welche ich später gemäß meiner Einsicht, daß es sich um ein Phänomen von größter Verbreitung in den verschiedensten Gesteinen handelte, dem ersten Beobachter zu Ehren als Trenersche Regel bezeichnet habe, unter Hinweis darauf, daß die Trenersche Regel $\alpha' \parallel s$ eine besondere Einzelperscheinung der von mir als Quarzgefügeregel zusammengefaßten räumlichen Orientierung der Quarzkörner darstellt. Eine Erklärung des Phänomens hat Trener meines Wissens nicht versucht und es keineswegs als Regel ausgesprochen „daß die intensiven Gefügeregelungen bei Kaltdeformation der Kristalle auftreten“ (vgl. Schmidt, Sitzber. Ak. d. W. 1917, p. 535), vielmehr lediglich auf die Unerklärlichkeit der Erscheinung durch Speziess Wachstumsgesetz des Quarzes oder das Rieckesche Prinzip hingewiesen. In den Arbeiten Tsch. Min. Mittlg. 1911 und 1915 und I. R. A. 1912 habe ich die Angelegenheit der erzwungenen passiven Gefügeregelung hauptsächlich für Quarz, aber auch auf andere Minerale, abgesehen von schieferholden, hinweisend behandelt. Und zwar habe ich die ungeweine Verbreitung der Quarzgefügeregel in Tektoniten erstmals nachgewiesen, übrigens bereits mit Hervorhebung des Umstandes, daß die Trenersche Regel $\alpha' \parallel s$ keineswegs die einzige faktisch nachgewiesene und geometrisch bedingte Erscheinungsform der Quarzgefügeregel im Schliff ist und daß die Quarzgefügeregel auch in Gesteinen ohne Spur vom Kataklase wahrscheinlich „kristallin abgebildet“ zu beobachten ist. Ferner habe ich das ganze Phänomen der Quarzgefügeregel als einen Sonderfall passiver Gefügeregelung überhaupt in die Literatur eingeführt und auf das Auftreten in Tektoniten mit rupturer Teilbewegung im Gefüge und anlässlich

derselben hingewiesen, was die Genesis angeht. Es wurde ferner (1915 Tsch. Min. Mittlg.) darauf verwiesen, daß Herr Dr. Max Pernt die Bearbeitung einiger für das Regelungsphänomen wesentlicher geometrischer Fragen übernommen hatte. Während ich zur Beobachtung, meiner Aufgabe gemäß, die Methoden verwendet hatte, welche verschiedene Grade der Regelung in kurzer Zeit erkennen und also in einer großen Anzahl von Gesteinen zugleich mit deren Beschreibung im petrographisch-tektonischen Bilde meiner geologischen Aufnahmegebiete die Quarzgefügeregel feststellen ließen, unternahm es Schmidt (Sitzb. Ak. d. W. 1917), durch mühsame und sorgfältige Untersuchungen von Korn zu Korn, welche er so wie ich nicht nur an rupturellen Tektoniten, sondern auch an akataklastischen Gesteinen ausführte, die von uns erhobene weite Verbreitung der Erscheinung zu prüfen und, wenn ich recht verstehe, ohne Widerspruch zu bestätigen. Zugleich aber wurden von Schmidt (l. c.) bei dieser Gelegenheit meines Erachtens sehr glückliche und dankenswerte Methoden für die Untersuchung und Darstellung bei statistischen Untersuchungen an Kristallkorngefügen eingeführt, Methoden, welche nicht nur kristallinen Schiefen zugute kommen mögen, sondern wie alles Derartige die Lehre von den geregelten Gefügen überhaupt mitbegründen halfen. Da Schmidt einzelne Schiffe untersuchte und noch keine Diskussion der Frage anschloß, was das Regelungsphänomen im Schriff bezüglich der Orientierung der Körner im Raume aussagt — eine Frage, deren Erörterung im folgenden versucht wird —, so ergeben Schmidts Studien noch nicht „das betreffende Gesetz des Quarzgefüges“, wohl aber sehr gute quantitative Darstellungen der im betreffenden Schriffe vorhandenen Regelungsphänomens, sowohl nach dem statistischen Grade (im Sinne dieser Arbeit) als nach dem Genauigkeitsgrade (Abweichung von der häufigsten Einstellung von α'), auch in Fällen, in welchen nach Schmidt die Regelung ohne Statistik nicht mehr sichtbar ist. Ferner hat Schmidt geregeltes Kalzitgefüge nachgewiesen und Vorzugsorientierung an Querschiefern festgestellt.

Was nun die Verwendbarkeit von α' und γ' zur Orientierung des Kornes im Raume angeht, so möchte ich Schmidts Zusammenfassung (p. 538) zunächst ergänzen: Einerseits sind auch bei optisch Einachsigen die Auslöschungsrichtungen im Schriff keine Richtungen, deren einer eine kristallographische Richtung eindeutig zugewiesen ist. Dies ist nur für das gemessene s (nicht s' !) der Fall, welches in c liegt. Andererseits läßt sich auch bei optisch zweiachsigen Mineralen mit α' und γ' arbeiten. Denn auch bei optisch Zweiachsigen ist mit der Festlegung von α' und γ' im Schriff nur ein gewisser Freiheitsgrad für die Bewegung der Indikatrices und damit des Kornes verbunden, also das Regelungsphänomen im Schriff für die Kennzeichnung der Regelung im Raume brauchbar und grundsätzlich derselbe Weg wie für die optisch Einachsigen, wenn auch schwieriger betretbar, wie ich bereits (Tsch. Min. Mittlg., 1915) andeutete. Mithin sind Schmidts Methoden auch für optisch Zweiachsige unverloren, worauf hinzuweisen eben Anlaß zu dieser kritischen Anmerkung war.

Endlich möge noch eine Bemerkung zum dritten Verdienste der Schmidtschen Arbeit, seiner Deduktion des zahlenmäßigen Mobilisations-

faktors h angefügt werden. Da übrigens schon Jahre vor dem Kriege das Wort Mobilisation als ein in seinem unmittelbaren Wortsinne unentbehrlicher Terminus in das Gefügestudium eingeführt war, ist eine engere Begrenzung desselben Wortes zunächst wohl abzulehnen. Es läßt sich aber mein älterer Begriff und Schmidts Verdienst wahren, wenn wir etwa von h als der Schmidtschen Mobilisationszahl sprechen. Schmidt faßt diese Mobilisationszahl als eine Funktion aus „Anreiz zur Orientierung“ (ins Optimum der Azimute von α') und „Widerstand dagegen“. Es ist hiebei zu bedenken, daß der „Anreiz zur Orientierung“ sich auf die Quarzkörner bezieht; so nach Schmidt (p. 534) und so nach meiner Auffassung derartiger Vorgänge in der zit. Lit. Die beobachtete und in den Diagrammen dargestellte Orientierung ist aber zunächst nicht die der Quarzkörner, sondern die ihres $\alpha' = \omega$, also eine Orientierung, welcher die Orientierung der Quarzkörner nicht eindeutig, sondern mit der (I. R. A., 1912) erwähnten Bewegungsfreiheit, Rotation des Kristalles um ω als Achse, zugeordnet ist.

Bei dieser Rotation kann der Kristall Stellungen einnehmen, welche im Schliff zwar insgesamt ω ins Optimum orientiert zeigen, aber zunächst ob ihrer sonstigen Verschiedenheit nur einem hiedurch sehr charakterisierbaren „Anreiz zur Orientierung“ A_1 zuordenbar wären. Es gilt nun erst zu beurteilen, ob tatsächlich ein Anreiz zur Orientierung A_1 besteht, welcher mit der Einstellung von ω ins Optimum befriedigt ist, ohne sich um die sonstige Orientierung des Kristalls zu kümmern, oder ob, was mir von vornherein wahrscheinlicher scheint, ein Anreiz zur Orientierung A_2 besteht, welcher erst mit der Einstellung der Kristalle, also mit einer genaueren Kornorientierung als sie die Regel ω ins Optimum verlangt, befriedigt ist. Ich habe (I. R. A., 1912) die Gründe erörtert, welche in den betreffenden Fällen tatsächlich zur Annahme von A_2 führen. Diese Fälle sind aber nicht alle vorkommenden, sondern es scheint z. B. bei Streckung auch A_1 aufzutreten (l. c.).

Wenn ich nun das auf Grund der Mobilisationszahl von Schmidt entworfene deduktive Diagramm mit einem statistischen Diagramm decke, so scheint mir dies begrifflich eine Auffassung der Mobilisationszahl h als Funktion von A_1 (und Widerstand) zu involvieren, nicht aber eine Auffassung von h als Funktion von A_2 (Schmidts Definition), was für eingehendere Untersuchung und die Weiterbildung des Begriffsinventars von Belang ist. Es ist also zur jeweiligen Definition von h nötig, festzustellen, ob A_1 oder A_2 vorliegt, die Einstellung nur von ω oder die viel genauere Einstellung von c , was, wie ich l. c. erörterte, durch gewisse Überlegungen oder durch zwei zueinander geneigte Schriffe zu entscheiden ist.

Legen wir bei Einachsigen durch den Mittelpunkt der Indikatrix alle möglichen Schnitte, so zeigt deren jeder bekanntlich die Schwingungsrichtung und Größe von ω . Bei einer bestimmten Lage dieser Richtung ω (festgelegt in Beziehung zu einer Geraden σ im Schliff) ist die Lage des Kornes nicht ganz frei, nicht ganz bestimmt. Das Korn hat eine gewisse Pendelfreiheit um seinen Mittelpunkt, welche mit der fixierten Lage von ω vereinbar ist. Die Lage des Kornes ist frei insofern, als seine c -Achse in einer Ebene $\perp \omega$ rotiert, bestimmt insofern, als c nur

in dieser Ebene rotieren darf. Ist beispielsweise s eine Bezugsebene \perp auf die Schliff-(Zeichen- oder Schnitt-)Ebene und σ die Schnittgerade der beiden eben genannten Ebenen, so gilt:

1. Steht $\omega \perp \sigma$, so liegt c in s ,

2. liegt $\omega \parallel \sigma$, so liegt c in der Ebene, welche sowohl auf σ als auf der Schliffebene normal steht (also z. B. durch die Augenachse des Betrachters $\perp \sigma$ gelegt ist).

Sowohl im Fall 1 als im Fall 2 lassen sich die isotropen Schnitte für die Kornlage $c \perp$ Schlifffläche ausscheiden und es läßt sich beurteilen, ob ihre Anzahl der Wahrscheinlichkeit oder einer besonderen Ursache entspricht (vgl. Grengg, Zeitschr. f. wiss. Mikroskopie, 31, 1914. Sander, I. R. A., 1912, p. 256 ff.).

In beiden Fällen (1 und 2) nehmen wir nun an, daß die betreffende Lage von ω für einen beliebigen, also mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit für jeden Schnitt $\perp s$ bei Betrachtung mit dem Gipsblättchen sichtbar werde. Es fragt sich dann, ob diesfalls die Freiheit der Lage von c nicht geringer werde.

In Fall 1 erhält damit c keine nähere Bestimmung. Wir können, bis wir die Zahl und Wahrscheinlichkeit isotroper Schnitte mit in Betracht ziehen, nur sagen: $\omega \perp \sigma$ bedingt c in s . Ob in diesem Fall eine Regelung der c Axen in s vorhanden ist (Faser), ist unter anderm überprüfbar, wenn man beachtet, ob die isotropen Schnitte ($\perp c$) in zwei verschiedenen Schnitten $\perp s$ gleich häufig sind.

In Fall 2 aber wird die Lage von c durch unsere obige Annahme bestimmter:

Wenn in einem beliebigen Schnitt $\perp s$ $\omega \parallel \sigma$ liegt, so gilt $c \perp s$.

Dies läßt sich leicht veranschaulichen: Ich kann die c -Achse eines Kornes mit $\omega \parallel \sigma$ dem Betrachter entgegenneigen. Hierbei bleibt $\omega \parallel \sigma$ für den betreffenden Schnitt, nicht aber für einen andern Schnitt, der nur sozusagen das Korn von der Seite zeigt und nicht für einen beliebigen Schnitt. Zeigt also ein beliebiger Schnitt oder zeigen zwei Schnitte $\omega \parallel \sigma$, so gilt $c \perp s$.

Zeigt ein Körnergefüge $\omega \parallel \sigma$, so stehen dessen Körner mit $c \perp s$.

In beiden Fällen (1 und 2) ist die Beachtung der isotropen Schnitte und das Studium von Schliffen $\parallel s$ ein gutes Mittel, die räumliche Lage der Körner festzustellen. An Quarz, als einem praktischen Beispiele, habe ich eine derartige Betrachtung (I. R. A., 1912, p. 256 ff.) ausführlich behandelt.

Hier möge nun eine Erörterung der Regelung Zweiachsiger versucht werden. Anlaß hierfür ist ganz wie im ersten Falle, daß sich geregelte neben unregelmäßigen Gefügen tatsächlich auch bei Zweiachsigen beobachten lassen (wie ich Tsch. Min. Mittlg., 1915, mitteilte), auch abgesehen von den Fällen heterometrischer Körnerformen und schieferholder Minerale. Die Frage lautet: Was läßt sich aus dem gemeinsamen Steigen und Fallen zweiachsiger Körner mit dem Hilfspräparat (z. B. Gips) hinsichtlich der räumlichen Lage dieser Körner entnehmen?

Es läßt sich hierbei häufig an die Verhältnisse bei Einachsigen anknüpfen. Und es ist auch hier häufig gut für die Anschaulichkeit, die Frage in bezug auf ein einzelnes Korn zu formulieren: Welche Körnerlagen sind

möglich, wenn α' und γ' hinsichtlich Bezugsgeraden σ , beziehungsweise der Bezugsfläche s eine bestimmte Lage haben? Bezogen auf die Indikatrix lautet die Frage: Welche Lagen des dreiachsigen Ellipsoids ($\alpha \beta \gamma$) sind möglich, wenn in einem Schnitt α' und γ' in bezug auf σ (s) festgelegt ist?

Es wird hier versucht, die Erörterung dieser Frage auf dreifache Weise zu fördern:

1. Durch eine einleitende Betrachtung der Schnitte des Indikatrix analog der Betrachtung bei Einachsigen.

2. Durch Betrachtung der konoskopischen Interferenzfigur als Übersicht möglicher Kornlagen im Gefüge und des Verhaltens dieser Kornlagen im parallelen Licht zwischen + Nikols mit und ohne Hilfspräparat.

3. Durch eine analytisch-geometrische Untersuchung (Dr. Pernt) der Lagen eines dreiachsigen Ellipsoids, bei welchen Regelungserscheinungen im Schliff denkbar sind.

I.

Man kann zunächst $\alpha \beta \gamma$ als Rotationsachsen betrachten und fragen, ob die tautozonalen Schnitte der Zone α , Zone β und Zone γ einerlei Verhalten in bezug auf die Orientierung von α' und γ' gegen die Bezugsgerade σ zeigen. Dies läßt sich sehr leicht anschaulich prüfen, wenn wir das Indikatrixellipsoid der Reihe nach bei seinen Achsen $\alpha \beta \gamma$ erfassen und von einem Schirm mit σ und mit den parallel perspektivischen Schattenrissen der Indikatrix rotieren. Wir erhalten bei Rotation um α einerlei Regel für alle tautozonalen Schnitte, $\alpha' \parallel \sigma$; bei Rotation um γ einerlei Regel für alle tautozonalen Schnitte $\gamma' \parallel \sigma$. Rotieren wir aber um β , so finden wir unter den tautozonalen Schnitten zweierlei verschiedene Lagen von α' (bzw. γ') zu σ . Finden wir bei Rotation bis zum Schnitt \perp zur optischen Achse $\alpha' \parallel \sigma$ so finden wir bei weiterer Rotation bis zum Schnitt \perp zur anderen optischen Achse $\gamma' \parallel \sigma$. Dieser letztere Fall ist, was die Wahrscheinlichkeit seines Auftretens unter allen tautozonalen Schnitten der Zone β anlangt, proportional \sqrt{V} dem Achsenwinkel des Minerals.

Nach dieser ersten Übersicht des Verhaltens der optischen Hauptzonen ergibt sich analog zur Betrachtung der Einachsigen die Frage, was die Regel $\alpha' \parallel \sigma$ besagt, wenn sie an zwei beliebigen Schnitten des um O pendelnden Kornes (oder an zwei beliebigen Schnitten $\perp s$ durch das Korngefüge) auftritt. Die Regel $\alpha' \parallel \sigma$ besagt, daß (bei ganz analoger Betrachtungsweise wie für die Einachsigen s. o.) γ (nicht γ' !) $\perp s$ steht oder aber — und hier liegt der Unterschied von den Einachsigen — daß $\beta \perp s$ steht, bezw. daß die optische Achsenebene selbst in s liegt und außerdem, daß die Bisektrix γ von der Augenachse des Betrachters um weniger als den Achsenwinkel des Minerals abweicht. Es wird also, abgesehen von besonderen regelnden Ursachen, die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten der Körner $\beta \perp s$ (unter den Körnern $\alpha' \parallel \sigma$) geringer sein als für die Körner $\gamma \perp s$ und eine Funktion des Achsenwinkels.

Die Regel $\gamma' \parallel \sigma$ besagt, wenn sie an beliebigen Schnitten $\perp s$ durch das Korn (bzw. Gefüge) auftritt, bei der Mehrzahl der Kornlagen (bzw. Körner), daß α (nicht α') $\perp s$ steht oder, bei der Minderzahl, daß $\beta \perp s$ steht, bzw. die optischen Achsenebene in s liegt.

Nennen wir die Kornlagen mit der optischen Achsenebene in s „ $s(\alpha\gamma)$ “ so läßt sich sagen:

Sowohl die Regel $\alpha' \parallel \sigma$ als die Regel $\gamma' \parallel \sigma$ (im beliebigen Schnitt $\perp s$ oder in 2 verschiedenen Schnitten $\perp s$) gestattet eine Orientierung der Indikatrix des Minerals und damit, wenn die optischen Verhältnisse des Minerals bekannt sind, des Kornes zu s und σ .

Es läßt sich aber im allgemeinen in beiden Fällen ($\alpha' \parallel \sigma$, $\gamma' \parallel \sigma$) annehmen, daß s ($\alpha\gamma$)-Körner mit dabei sind, in der Minderzahl gegenüber den anderen, solange nicht besondere (fasernde) Regelungsursachen mit auftreten. Ist letzteres nicht der Fall, so wird der bloßen Wahrscheinlichkeit nach folgendes gelten:

Die Beteiligung von $s(\alpha\gamma)$ -Körnern wird bei der Regel $\alpha' \parallel \sigma$ für negative Minerale größer sein als für positive;

Bei der Regel $\gamma' \parallel \sigma$ für negative Minerale kleiner als für positive Minerale.

Je kleiner der Achsenwinkel des Minerals ist desto mehr nähern wir uns den Verhältnissen bei Einachsigen.

Hiebei werden bei optischen negativen Mineralen
für $\gamma' \parallel \sigma$ die $s(\alpha\gamma)$ -Körner geringer an Zahl (bis 0),
für $\alpha' \parallel \sigma$ die $s(\alpha\gamma)$ -Körner um so zahlreicher.

Bei optisch-positiven Mineralen werden
für $\gamma' \parallel \sigma$ die $s(\alpha\gamma)$ -Körner bedeutender an Zahl,
für $\alpha' \parallel \sigma$ die $s(\alpha\gamma)$ -Körner um so seltener (bis 0).

Ganz analog zu den bei Einachsigen besprochenen Verhältnissen (I. R. A. 1912 bes. 256 ff.) können die $s(\alpha\gamma)$ -Körner im Schlicke weniger häufig oder häufiger sein als der bloßen Wahrscheinlichkeit ohne besondere zweite Regelung (Faserung) entspricht. Und es ist diesfalls die zweite Regelung besonders im Schlicke $\parallel s$ zu studieren.

II.

Für unsere Frage (welche Lagen der Indikatrix sind möglich, wenn in einem Schnitt α' und γ' in bezug auf die Gerade σ festgelegt sind) läßt sich statt der Indikatrix die Einheitskugel mit den Skiodromen (hier als Sk. bezeichnet) zuerst an Stelle der Indikatrix für die eben durchgeführten Erörterungen mit Rotation von Sk. verwenden, sodann Sk. durch ein quadratisches Netz gesehen, und das Interferenzbild, namentlich dessen Isogyren. Beide hat bekanntlich insbesondere Becke für andere Zwecke der petrographischen Untersuchung ungemein nutzbar gemacht. (Denkschr. k. Ak. d. W. 75. Bd., p. 64 ff.)

An der Sk. werden für Einachsige die Meridianskiiodromen mit m , die Breitenkreisskiiodromen mit b bezeichnet und ebenso für Zweiachsige, deren spitze Bisektrix dabei in mancher Hinsicht sozusagen an Stelle der optischen Achse Einachsiger tritt.

Wir betrachten zunächst Sk. als Vertreter des Einzelkorns, dessen Verhalten im parallelen pol. Licht interessiert. Es ist für dieses Verhalten

des Kornes also nur das Verhalten in der Bildmitte der parallel projizierten Sk. entscheidend, das Verhalten in der Richtung durch Bildmitte und Auge.

Es lassen sich so mit der Sk. alle in I besprochenen Fälle be-
weisend veranschaulichen.

So sehen wir leicht für Einachsige, daß bei $c \perp s$ $b \parallel \sigma$ ist für alle
Schnitte der Zone c .

Bei Neigung von c dem Betrachter entgegen bleibt $b \parallel \sigma$ bestehen,
bei jeder anderen Pendelung von c verschwindet die Regel $b \parallel \sigma$, bzw.
es tritt bei gleicher Neigung aller Körner ein anderes „Optimum“
(Schmidt) σ' auf, usf.

Wir können nun zuerst fragen, bei welchen Stellungen von Sk.
(an Stelle des Kornes gedacht) bei konoskopischer Betrachtung die
Bildmitte dunkel bleibt oder anders gesagt eine dunkle Barre durch
die Mitte des Interferenzbildes geht, wobei dann entweder b oder
 $m \parallel \sigma$ ist, wenn wir σ einer Nikolschwingung parallel stellen.

Gehen die Barren durch den Mittelpunkt der Interferenzfigur, so
hat der Kristall eine Lage, in welcher er im parallelen Licht auslöscht.
Was das für eine Lage hinsichtlich seiner optischen Bezugsflächen ist, läßt
sich innerhalb gewisser Grenzen aus dem Interferenzbild selbst bekanntlich
erkennen. Es fragt sich nun: welche Schnitte zeigen im Konoskop
eine durch die Mitte laufende „zentrale“ Barre (Z) und bedeuten also
Auslöschstellungen des Kornes mit b oder $m \parallel \sigma$ (\parallel einem *Nik.*)?

Bei Einachsigen zeigen bekanntlich Z alle Schnitte $\perp c$ und alle
Schnitte aus Zonen, deren Achse $\perp c$ steht und mit einer Nikolschwingung
zusammenfällt. Bei Zweiachsigen zeigen Z (B_1 sp. Bis. B_2 stumpfe Bis.
 N optische Normale) die Schnitte der Zonen B_1 , B_2 , N , wenn diese
Richtungen als Zonenachsen mit einer Nikolschwingung zusammenfallen
(also \parallel oder $\perp \sigma$ stehen).

Die Schnitte schief zu den drei Symmetrieebenen der Sk., bzw.
Indikatrix in manchen Fällen, in welchen Z schief zu den Nikolschwin-
gungen läuft (worauf Beckes Methode zur Unterscheidung Einachsiger
und Zweiachsiger in schiefen Schnitten fußt).

Es ergibt sich mithin, daß auch Schnitte schief zu allen drei Sym-
metrieebenen der Indikatrix Zweiachsiger in geregelten Gefügen mit auf-
treten können. Es war also die in I durchgeführte Übersicht, wenn
auch instruktiv, so doch nicht ausreichend, um uns mit allen Kornlagen
bekannt zu machen, welche im Schliff α' , bzw. $\gamma' \parallel \sigma$ zeigen können.

Wir versuchen deshalb noch auf eine andere Weise, Isogyren, Inter-
ferenzbild und Skiodromenkugel für die Aufgabe, die Optik geregelter
Gefüge zu erörtern, heranzuziehen, indem wir, wie eingangs erwähnt,
die Interferenzfigur als Übersicht des Verhaltens verschiedener Korn-
lagen des betreffenden Minerals betrachten. In dieser Hinsicht wird
hier abermals mehr eine geometrische Veranschaulichung und Erörterung
in Umrissen als eine lückenlose mathematische Darstellung versucht,
welch letztere entsprechend dem seit den jüngeren röntgenographischen
Gefügestudien (Polanyi u. a.) gestiegenen Interesse an Gefügeregelungen
voraussichtlich folgen und auch die Analyse der Beobachtungen an
Lehmans flüssigen Kristallen fördern wird, wenn es mehr und mehr

gelingt, die den verschiedenen Interferenzbildern „optisch korrelaten Kristallitenanordnungen“ (s. u.) darzustellen. Möge also dieser Versuch eine Anregung sein, seine Lücken anderen Zwecken entsprechend zu ergänzen und die Betrachtungsweise auf analoge Zusammenhänge zwischen der räumlichen Anwendung anisotroper Teilchen und ihrer Gesamtwirkung für parallele und konvergente Wege auszudehnen.

Welche Körnerlagen (des betreffenden Minerals) gestattet das Interferenzbild $\perp c$ eines Einachsigen in bezug auf das Verhalten im parallelen pol. Licht zwischen + Nik. zu überblicken? Denkt man den Kristall aus beliebig kleinen Kristallen ($a, b, c \dots$) zusammengesetzt, so läßt sich leicht veranschaulichen, daß die konische Durchstrahlung auf einen Blick nebeneinander dieselbe Übersicht ergibt, welche wir erhalten, wenn wir $a, b, c \dots$ an ihren Strahlen gespießt und diese Strahlen mit dem festgespießten Differential $a, b, c \dots$ in die optische Achse des Betrachters gedreht denken. Bei derartiger Betrachtung sämtlicher Radien der konischen Durchleuchtung und Annahme einer weiten Apertur des Durchleuchtungssystems ergibt sich, daß wir im Konoskop annäherungsweise eine geordnete Übersicht aller möglichen Kornlagen bezüglich ihres Verhaltens im parallelen pol. Licht zwischen + Nik. erhalten. Das dem Interferenzbild optisch korrelate Kristallitenaggregat ist, wie aus der Beobachtung bekannt, ein radialstrahliges Kristallitenaggregat, welches bekanntlich in der Tat schon im p. p. Licht dieselben Isogyren ergibt, wie dasselbe Mineral im Konoskop $\perp c$ und ebenfalls alle optisch differenten Kornlagen aufweist. Alle Rotationen um die c -Achse, ausgeführt an $a, b, c \dots$, ändern das Bild im p. p. Licht ebensowenig, als folgerichtigerweise die Rotation um die c -Achse (bei Drehung des Tisches) dasselbe Bild, entstanden durch konische Beleuchtung, ändert.

Ein radialstrahliges Aggregat muß sich unter gewissen Bedingungen derart konoskopieren lassen, daß sich für größere oder kleinere Bereiche wieder das Bild des Minerals im p. p. Licht zwischen + Nik. ergibt. Angemerkt sei auch, daß einige der im p. p. Licht von Lehmann gewonnenen Bilder (vgl. Lehmann, Flüssige Kristalle, Leipzig, Engelmann, 1904) auf eine Anordnung der Differentiale schließen lassen, welche dem Interferenzbild zweiachsiger $\perp B$ optisch korrelat ist, worauf bei späterer Gelegenheit zurückzukommen ist.

Es ergibt sich also auf einen Blick aus den Barren der Inferenzfigur, welche Bewegungen der Kristall im Korngefüge machen darf, ohne aus der Bedingung b oder $m \parallel \sigma$ zu fallen. Es wird die schon geometrisch gegebene optische Wirkungslosigkeit der Rotation um c anschaulich. Und es gestattet die diagonale Einschaltung eines Hilfspräparates, das Steigen und Fallen ganzer Quadranten zu beobachten, womit festgestellt ist, daß additive und subtraktive Wirkungen bei einer Abweichung c von σ bis 45° noch denkbar sind, was in der Fragestellung im III. Teil dieser Erörterung zum Ausdruck kommt.

Stellen wir σ einer Nikolschwingung parallel, so sehen wir, daß der Kristall sich nur in einer einzigen Ebene normal zur Schnittebene drehen kann, ohne aus der Bedingung $b (\omega) \parallel \sigma$ zu fallen. Denken wir dann aber die Ebene s durch einen beliebigen Schnitt $\perp s$ geschnitten, so wird $\omega \parallel \sigma$ nur noch von den Körnern mit $c \perp s$ erfüllt usw.

Es sind auf diese Weise die in I erörterten Beziehungen für beliebige Schnitte $\perp s$ aus dem Interferenzbild abzulesen: $\omega \parallel \sigma - c \perp s$; $\omega \perp \sigma - c \parallel s$.

Die optisch korrelaten Kristallitenordnungen zu den Interferenzbildern schief und parallel c geschnittener Einachsiger können hier außer Betracht bleiben, da schon das Interferenzbild $\perp c$ das Verhalten sämtlicher optisch unterscheidbarer Körnerlagen überblicken läßt. Die Untersuchung zeigt übrigens, daß in den optisch korrelaten Kristallitenordnungen für Schnitte $\parallel c$ oder schief c ohne Drehung des Tisches (Änderung der Interferenzfigur!) nicht mehr sämtliche optisch verschiedene Körnerlagen vertreten sind.

In ähnlicher Weise kann nun auch den Schnitt $\perp B_1$ eines Zweiachsigen behandeln, hiebei zunächst nach der dem Interferenzbild optisch korrelaten Kristallitenordnung fragen, sehen, ob diese alle optisch differenten Kornlagen umfaßt und endlich untersuchen, welche Kornlagen auf Grund der Interferenzfigur der Bedingung $b \parallel \sigma$ entsprechen.

Ein wesentlicher Unterschied von den Einachsigen ergibt sich sogleich. Es gibt bei Zweiachsigen kein Interferenzbild, welches bei Tischdrehung ungeändert bleibt, abgesehen von ganz bestimmten später zu betrachtenden Teilen der Interferenzfigur. Dies besagt, daß, abgesehen von bestimmten Fällen, welche zum Teile schon im I Teile dieser Überlegung erkannt wurden, die Rotation um irgendeinen Ellipsoiddurchmesser (auch α, β, γ) die Kornlage optisch ändert, wie dies auch dem Mangel einer Rotationsachse der Indikatrix Zweiachsiger entspricht und das Korn um seine Stellung zu σ bringt. Ist also eine solche Stellung zu σ , eine Regel im Schliß im Korngefüge Zweiachsiger erkennbar, so ist auf eine erzeugende Ursache zu schließen, welche es nicht nur mit einer Richtung, sondern mit zwei Richtungen (wodurch eine Fläche, z. B. die Achsenebene, gegeben ist) im Mineral zu tun hatte.

Betrachtet man als analoge Richtung zur c -Achse Einachsiger die Richtung B_1 im Zweiachsigen, so läßt sich erwarten, daß sich alle Verhältnisse, auch die betreffend die Regelungserscheinungen, den bei Einachsigen gefundenen um so mehr annähern, je kleiner V ist. Dem entspricht es nach den bisherigen Betrachtungen, daß die Interferenzfigur $\perp B$ der Interferenzfigur $\perp c$ Einachsiger mit abnehmendem V immer ähnlicher wird, also auch das Verhalten im Regelungsphänomen. Und eben dem entspricht es nach der bisherigen Betrachtung, daß das Areal, welches sich in der Interferenzfigur Zweiachsiger $\perp B$ bei Drehung ändert, um so größer und damit auch der oben bereits erwähnte Unterschied von dem Einachsigen hinsichtlich Regelung umso drastischer wird, je mehr der Achsenwinkel wächst. In beiden Beziehungen wird mit $2V = 90^\circ$ die maximale Verschiedenheit von den Einachsigen und ihrem Verhalten hinsichtlich der Regelung erreicht.

Aus den Interferenzbildern $\perp B_1 \perp B_2 \perp N$ lassen sich zunächst wieder die bereits früher erhobenen Beziehungen ansehen, daß nämlich die Schnitte der Zonen $B_1 B_2 N$, wenn diese Richtungen als Zonenachsen mit einer Nikolschwingung zusammenfallen, Körner mit m oder

$b \parallel \sigma$ bedeuten, wobei auch σ mit einer Nikolschwingung \parallel ist. Außerdem ist aber ersichtlich, daß hierbei den Zonenachsen B_1 , B_2 , N nicht die gleiche Pendelfreiheit zukommt, sondern der optischen Normalen N die geringste (schmäler „Achsenbalken“), der B_2 eine größere (breiter Mittelbalken im Interferenzbild $\perp B_1$), der B_1 die größte (breitester Mittelbalken im Interferenzbild $\perp B_2$).

Wenn wir vorläufig von den Rotationen absehen, so ergibt sich hieraus, daß B_1 bei erfüllter Bedingung $b \parallel \sigma$ eine größere Bewegungsfreiheit zukommt als der c -Achse Einachsiger unter derselben Bedingung. Ferner daß diese Bewegungsfreiheit von B_1 mit dem Achsenwinkel wächst. Zur Beantwortung unserer Frage müssen aber Rotationen mit in Betracht gezogen werden. Die Veranschaulichung mit der Skiodromenkugel lehrt: Bei Rotation um B_1 (Schnitt $\perp B_1$) ändert sich die Stellung von m und b zur Bezugslinie σ im Schnitt für alle jene Stellungen von B_1 , in welchem B_1 um weniger als den Achsenwinkel von der optischen Achse des Betrachters abweicht. Wenn man also darangeht, das Interferenzbild $\perp B_1$ zu deuten, ist zu bedenken, daß es im Innenraum des kleinsten, beide Achsenaustritte umfließenden Kugelkreises nicht alle uns interessierenden Kornlagen optisch darstellt, sondern nur eine Auslese, solange wir nicht drehen. Das Interferenzbild Zweiachsiger enthält also einen zentralen Kreis, der eine Funktion von $\sin^2 V$ ist und innerhalb welcher die Rotation um B_1 sowohl $b \parallel \sigma$ als $m \parallel \sigma$ erzeugt und die Barren nicht erschließen lassen, ob $b \parallel \sigma$ oder $m \parallel \sigma$ gilt. Dieser zweideutige Kreis wird im Grenzfall $V = 0$ ebenfalls 0 (Einachsigkeit), im anderen Grenzfall $V = 45$ (optisch neutrales Mineral) erreicht der zweideutige Kreis Z eine ebenfalls bestimmbare Größe, bleibt aber kleiner als das Gesichtsfeld, wenn die Apertur der Beleuchtungslinse $> 90^\circ$ ist. Es zeigt also auch in diesem ungünstigsten Falle das Interferenzbild $\perp B$ neben zweideutigem auch eindeutiges Gebiet. Die Fläche Z ist ein Maß für die Anzahl der Fälle, in welchen bei fixer Lage von B_1 das Korn sowohl α' als $\gamma' \parallel \sigma$ zeigen kann, bzw. im Gipsfeld ohne Desorientierung von B_1 bloß durch Rotation der Achsebene um B_1 steigen oder fallen kann. Je größer dieser zweideutige Kreis, bzw. der Achsenwinkel, desto größer ist (wie auch die Interferenzfigur $\perp B_1$ bei Rotation zeigt) in einem geregelten Gefüge die Zahl der Körner, welche ohne besondere Ursache für die Einstellung der Achsenebene ungeregelt erscheinen würden.

Es soll nun die Betrachtung der Skiodromenkugel bei Rotation, bzw. des Interferenzbildes $\perp B_1$ noch etwas genauer werden und alle durch die Lage von B_1 und die Lage der Achsenebene definierbaren Kornlagen umfassen. Hiezu haben wir zwei Operationen vorzunehmen:

1. Wir geben B_1 die Neigungen aller Radien der von oben betrachteten Hemisphäre (durch konische Durchleuchtung oder Pendeln der Isogyrenkugel).

2. B_1 wird Rotationsachse für die optische Achsenebene.

Die Ergebnisse dieser beiden Operationen sind ganz dieselben für die Reihenfolge 1, 2 und die Reihenfolge 2, 1 und dadurch überprüfbar. Man kann die Untersuchung mit der Skiodromenkugel in beiden Reihenfolgen ausführen, besonders gut aber in der Reihenfolge 1, 2.

Um die Untersuchung aber in der Reihenfolge 2, 1 auszuführen, besitzen wir ein sehr bequemes Mittel in der Drehung des Tisches bei konoskopischer Beobachtung des Schnittes $\perp B_1$. Hierbei besorgt die Kondensorlinse mehr oder weniger gut die Operation 1 und macht deren Ergebnis für jede Drehstellung übersichtlich. Das Drehen ist aber eben die Operation 2. Am anschaulichsten ist es, wenn man sich zuerst eine beliebige Drehstellung der Achsebene um B_1 , dann eine beliebige Radialstellung von B_1 vorstellt. Es lassen sich so alle durch B_1 und die Achsenebene definierten, also alle optisch differenten Kornlagen nicht mehr durch einen Blick auf die Interferenzfigur (wie bei den Einachsigen), wohl aber durch Beobachtung der Interferenzfigur bei Drehung mustern und hienach aus dem beobachteten optischen Verhalten eines Kornes im p. p. Licht zwischen + Nik. die Rückschlüsse auf dessen mögliche Lagen im Raume ziehen.

Wenn man nun das konoskopische Interferenzbild bei Drehung mit dem Hilfspräparat beobachtet, so kann man die möglichen nach Bisektrix und Achsenebene unterscheidbaren Kornlagen im Raume und ihr Verhalten im p. p. Licht für ein gegebenes Mineral hinsichtlich eines gegebenen Regelungsphänomens im Schliff und mit Bezug auf ein gegebenes Hilfspräparat an einem Korne des Minerals durchmustern. Und man kann sowohl bei Einachsigen wie bei Zweiachsigen überblicken, was das betreffende Regelungsphänomen in einem Schnitt durch das Körnergefüge hinsichtlich der Lage der Indikatrix der Körner im Raume besagt, bzw. welche Pendelfreiheit für die Indikatrix das betreffende Regelungsphänomen läßt. Es ergibt sich so ein an und für sich den Konstanten des Minerals und des Hilfspräparates angepaßtes Verfahren, welches bei gewissen Mängeln doch das Konoskopieren eines Minerals, dessen Gefügeregelungen man untersucht, zu einer lehrreichen und unerläßlichen Vorarbeit machen dürfte.

An der Interferenzfigur $\perp B_1$ beobachten wir bei Drehung des Tisches (also Rotation um B_1) in den Quadranten Bereiche, welche nicht auslöschen. Wir nennen diese Bereiche $q_1 q_1$ (NW, SO) $q_2 q_2$ (NO, SW) und stellen σ NW-SO. Diese Bereiche stellen dar die schon auf Grund ihrer Bisektrixlage gemeinsam steigenden und fallenden Kornlagen im Gefüge, also die mit Bezug auf σ geregelten Körner eines Gefüges aus dem betreffenden Mineral. Diese Körner, q_1 z. B., haben B_1 frei beweglich in der durch die Bezugsgerade σ normal zur Zeichen-, bzw. Schliffebene gelegten Bezugsebene s , jedoch mit der Bedingung, daß der Winkel ihrer B_1 mit der optischen Achse des Betrachters größer als V ist. Die optische Achsenebene solcher Körner kann um B beliebig rotieren ohne Irritation des Regelungsphänomens, z. B. $\alpha' \parallel \sigma$. Wir nennen diese Körner bzw. Kornlagen q .

q) Von solchen Regelung im Schliff zeigenden Körnern (z. B. $\alpha' \parallel \sigma$), deren B_1 mindestens um V von der optischen Achse des Betrachters abweicht, kann man also nichts Näheres über ihre Orientierung im Raume sagen, als was die Lage und Lagefreiheit von B_1 besagen kann; die Lage der Achsenebene ist bei diesen Körnern q frei.

Dies kennzeichnet die eine Schar q geregelter Körner eines Gefüges des betreffenden Minerals. Und wir entnehmen aus der Interferenzfigur, daß unter den Körnern mit Regelungsphänomen q -Körner (mit freier Achsenebene) um so häufiger sein werden, je kleiner der Achsenwinkel des betreffenden Minerals ist.

r) Anderes gilt von der zweiten Körnerschar r , deren Lagen das Feld darstellt, welches bei Rotation um B_1 auslöscht und mit dem Hilfspräparat zusammen die Farbe wechselt. Diese Körner r , deren B_1 mit der optischen Achse des Betrachters einen kleinen Winkel als V bilden, zeigen nämlich, wie die Veranschaulichung durch die Skiodromenkugel oder die Interferenzfigur lehrt, nur dann dasselbe Regelungsphänomen im Schliiff wie die Körner q (z. B. $\alpha' \parallel \sigma$), wenn ihre Achsenebene \perp auf der früher definierten Ebene s steht.

Die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten solcher geregelter r -Körner, deren Orientierung im Raume, wie erörtert, eine viel weniger freie ist als bei den q -Körnern, ist aus diesem Grunde gering, so daß ihr jeweils nachgewiesenes Auftreten eine besondere Ursache suchen heißt; übrigens wächst diese Wahrscheinlichkeit des Auftretens ohne Ursache u. a. mit dem Achsenwinkel des Minerals. Die r -Körner mit der Bisektrix in s und mit weniger als V gegen die optische Achse des Betrachters geneigt, werden also nur dann Regelung zeigen, wenn ein auch ihre Achsenebene einstellender Einfluß da ist.

Die Körner q pendeln mit der Bisektrix in s . Die Körner r pendeln mit der Bisektrix außer s . Gibt es außerdem Körner, welche das Regelungsphänomen $\alpha' \parallel \sigma$ zeigen können?

Um dies anschaulich zu beurteilen, haben wir zwei Wege.

1. Wir legen ein Hilfspräparat mit $\alpha' \parallel \sigma$, rotieren um die spitze Bisektrix (durch Tischdrehung) und verzeichnen alle Kornlagen, welche $\alpha' \parallel \sigma$ zeigen.

2. Wir gehen von einer Betrachtung der Isogyren, also der Lagen mit Auslöschung aus und betrachten daneben die Einheitskugel mit den Skiodromen.

Ad 1. Der Versuch 1 läßt sich z. B. mit dem $\frac{1}{4}$ Und. Glimmer als Präparat und dem Gips- oder Quarzkeil als Hilfspräparat anstellen. Es ergibt sich, daß außer der in der Frage genannten Lagefreiheit nur eine Lagefreiheit anderer Art noch besteht, insofern als bei beträchtlichen Abweichung des Präparat- α' vom Gips- α noch additive Wirkung eintritt.

Ad 2. Wir bezeichnen mit P die Schwingungsrichtung O-W des Nikols, auf welche Bezug genommen wird und welche zugleich die Bezugsgerade σ für die Regelung sein soll.

Es möge z. B. der Querbalken (Achsenbalken) der Interferenzfigur zweierlei Regeln repräsentieren:

Körner mit $m \perp P$ (zwischen den Achsenaustritten),

Körner mit $m \parallel P$ (außerhalb der Achsenaustritte).

Der Mittelbalken repräsentiert uns nur einerlei Regel:

Körner mit $m \perp P$.

Wir können auch sagen: Bei der angenommenen Kornstellung mit der Achsenebene $\parallel P$ zeigt die Mehrzahl der Körner, und zwar um so mehr, je größer V ist, die Regel $m \perp P$.

Die Kornlage im Raume erfüllt dabei die Bedingung Achsenebene $\parallel P$.
Wir drehen nun das Präparat oder die Skiodromenkugel um B_1 , wobei wir die Polarisatorschwingung P als Bezugsgerade für die Regelung festhalten.

Bei dieser Drehung machen wir in der 45° -Stellung halt, wobei der Winkel zwischen der Achsenebene und P bis 45° gewachsen ist.

In der 45° -Stellung finden wir die Hyperbelskiodromen als Repräsentanten von Körnern mit der Regel $m \perp P$ und von gleichviel Körnern mit der Regel $m \parallel P$.

Auf dem Wege in die 45° -Stellung finden wir zwischen den Körnern mit $m \perp P$ und denen mit $m \parallel P$ ein Mengenverhältnis, von welchem hier nur festgestellt wird, daß die Körner mit $m \perp P$ über die Körner mit $m \parallel P$ vorwalten, und zwar um so mehr, je größer V ist und ferner um ebensoviel, als bei der weiteren Drehung von 45 bis 90° die Körner mit $m \parallel P$ über die Körner mit $m \perp P$ vorwalten.

In der 90° -Stellung (Achsenebene $\perp P$) repräsentiert uns der Querbalken (der jetzt $\perp P$ steht!) wieder zweierlei Regeln:

Körner mit $m \parallel P$ (zwischen den Achsenausritten) und

Körner mit $m \perp P$ (außerhalb der Achsenausritte).

Der Mittelbalken repräsentiert nur einerlei Regel:

Körner mit $m \parallel P$.

Wir können auch sagen: Bei der angenommenen Kornstellung mit der Achsenebene $\perp P$ zeigt die Mehrzahl der Körner, und zwar um so mehr, je größer V ist, die Regel $m \parallel P$.

Hieraus ersehen wir:

1. Es genügt, wie übrigens auch unmittelbarer einzusehen ist, eine Drehung der Achsenebene um 90° , um alle Effekte dieser Drehung für jede Stellung der Bisektrix zu überblicken.

2. Wenn die Achsenebene eines optisch zweiachsigen Kristalls in ihrer Lage ganz unbestimmt bleibt, also alle möglichen Rotationsstellungen um die Bisektrix mit gleicher Wahrscheinlichkeit einnimmt und ebenso die Bisektrix alle Stellungen im Raume mit gleicher Wahrscheinlichkeit einnimmt, so kann auch bei optisch zweiachsigen keinerlei Regelungsphänomen im Schliff zustande kommen.

3. Wird also bei optisch zweiachsigen ein Regelungsphänomen im Schliff beobachtet, so widerspricht dies der bloßen Wahrscheinlichkeit; anders gesagt, wir haben die Erscheinung durch eine besondere Ursache zu erklären.

4. Diese Ursache kann näher gekennzeichnet werden, wenn es gelingt, festzustellen, ob sie die Stellung der Bisektrix regelt und die Achsenebene freiläßt (Fall B); oder die Achsenebene einstellt und die Bisektrix freiläßt (Fall A); oder keine solche Verschiedenheit wahrnehmbar ist (Fall A, B). Letzterer Fall dürfte von vornherein um so häufiger sein, je weniger einfach die Festigkeitseigenschaften des Kristalls seiner Optik zuordenbar sind, also häufiger bei rhombischen, als bei triklinen Kristallen.

Es fragt sich nun also, ob und wie sich diese Fälle unterscheiden lassen.

Jeder Bisektrixstellung entsprechen unendlich viele Stellungen einer frei um B rotierenden Achsenebene. Es fragt sich nun, ob auch im Falle einer bestimmten Lage von B die Rotation der Achsenebene die Erscheinung der Regelung aufheben kann. Wie die Isogyrenkugel lehrt, trifft dies in allen Fällen zu, in welchen B um weniger als V° aus der Normalstellung auf die Schliffebene abweicht (Fall I). In allen anderen Fällen (II) ist die Rotation der Achsenebene wirkungslos. Das Regelungsphänomen Fall I weist also auf eine Ursache, welche nicht nur die Stellung von B , sondern auch die Stellung der Achsenebene geregelt hat. Hingegen bedürfen die nach Fall II geregelten Körner keiner Regelungsursache für die Achsenebene (es sei denn eine Regelung der Achsenebenen durch andere Methoden eigens nachgewiesen).

Jeder Stellung der Achsenebene entsprechen unendlich viele Lagen einer freien Bisektrix in der Achsenebene, deren optische Wirkungen sich durch Interferenzbilder und durch die Isogyrenkugel übersichtlich machen lassen.

Es fragt sich nun, ob im Falle bestimmter Lagen der Achsenebene damit ein Regelungsphänomen auch bei freier Bisektrix überhaupt gegeben ist und ob dieses in gewissen Fällen durch die Bewegung von B in der Achsenebene aufgehoben werden kann.

Wir betrachten drei Fälle:

1. Die Achsenebene liegt in der Schliff-, bzw. Zeichenebene. Bei freier Bisektrix tritt kein Regelungsphänomen auf. Tritt ein solches (α' oder $\gamma' \parallel \sigma$) auf, so ist auf eine Ursache zu schließen, welche die B (in der Schliffebene) entweder $\perp \sigma$ oder $\parallel \sigma$ stellte (Fall A, B).

2. Die Achsenebene steht \perp zur Schliffebene $\parallel \sigma$. Bei Rotation der Bisektrix erfordert die Wahrscheinlichkeit ein bestimmtes Verhältnis der Schnitte mit $b \parallel \sigma$ (S_b) zur Zahl der Schnitte mit $m \parallel \sigma$ (S_m), und zwar:

$$S_b : S_m = V : (90 - V) \quad \text{bei } V = 45^\circ \text{ also} \\ S_b : S_m = 1$$

Wir finden also im allgemeinen, weil $V < 45^\circ$, mehr Schnitte mit $m \parallel \sigma$, und zwar um so mehr, je kleiner V ist, bis zum Grenzfall der optisch Einachsigen; also eine Regelung im Schliff von bestimmbarem statistischem Grade.

Ist dieses Verhältnis gestört, so ist eine auch die Bisektrix richtende Ursache vorhanden (Fall A, B).

3. Die Achsenebene steht \perp zur Schliffebene und $\perp \sigma$. Es gilt mutatis mutandis dasselbe, wie für 2.

Wir finden also, daß bei bestimmten Lagen der Achsenebene (2, 3) auch bei freier Bisektrix eine Regelung bestimmten, vom Achsenwinkel des Minerals abhängigen statistischen Grades durch bloße Wahrscheinlichkeit und ohne besondere Ursache auftritt (Fall A), daß aber der Fall (A, B) häufiger vorliegen wird, wenn wir Regelung bemerken.

In dieser Weise kann man sich das Verhalten der Körner bei gegebener Bewegungsfreiheit mit der Isogyrenkugel leicht auch für andere Fälle veranschaulichen und die Diskussion der jedesmaligen Regelungsursache sowie des Mechanismus der Regelung (Translationen und Drehungen im Gitter) vorbereiten.

Wenn wir, wie in der Betrachtung ad 2 von den Isogyren bzw. Schattenbarren bei Rotation des Tisches ausgehen, so wird es deutlicher als durch die Betrachtung mit dem Hilfspräparat, daß der Bisektrix eine bedeutende Bewegungsfreiheit ohne Aufhebung des Regelungsphänomens zukommt, wofür wir dabei die Lage der Achsenebene nicht vorschreiben. Es ist dies die maximale, übrigens unwahrscheinliche Bewegungsfreiheit von B_1 . Welche Figur B_1 bei Ausnützung dieser Pendelfreiheit auf einer Einheitskugel ausfüllt, ist von hier aus nicht ersichtlich. Vielleicht aber kann dies die folgende Fragestellung erörtern helfen.

III.

Die Frage, ob die kristallinen Körner eines Aggregates mehr oder weniger gleichgerichtet oder geregelt sind, läßt sich noch etwas schärfer fassen.

Wir können die Prozentzahl der Körner im Gefüge, welche überhaupt gleichgerichtet sind, ins Auge fassen und durch eine solche Zahlenangabe — z. B. 57 unter 100 Körnern des Gefüges sind geregelt — den Grad der Durchregelung des Gefüges, kennzeichnen sozusagen die Einheitlichkeit oder den „statistischen Grad“ der Gefügeregelung auf die Frage: Wie viele Körner des Gefüges sind geregelt? Wir können begrifflich hievon trennen den Grad der Genauigkeit, mit welcher die Parallelstellung der geregelten Körner erfolgt, den „Genauigkeitsgrad“ der Regelung. Beides hat Schmidt unterschieden. Einen dritten Gesichtspunkt betont aber die „Art der Regelung“ (Regelung „nach“ Achsen, Ebenen etc.). Die Parallelstellung kann sich entweder auf das ganze Gitter, also auf sämtliche Achsen beziehen. Ein Schnitt durch das Gefüge läßt dann röntgenologisch erkennen, daß an allen Körnern nur dieselbe Netzebene zutage tritt.

Oder die Parallelstellung besteht im Parallelismus einer singulären Achse, eine Bedingung, bei deren Erfüllung der Kristall bereits eine gewisse Bewegungsfreiheit besitzt und die Gitter nicht parallel zu stehen brauchen.

Oder es bezieht sich im allgemeinsten Falle die Parallelstellung auf irgend welche interessierende und eine Kontrolle der Regelung gestattende Vektoren. In diesem Falle ist die Bewegungsfreiheit des Kornes bisweilen eine bedeutende. Ferner kann in diesem Falle das betreffende Ellipsoid an Stelle des Kristallkorns gedacht werden. Wir hätten also ein Gefüge gleicher Ellipsoide (als Symbole der betreffenden Ellipsoideigenschaft der betreffenden Kristallart). Diese Ellipsoide können mit ihren Achsen entweder genau parallel stehen, was dem ersten Falle (Parallelismus der Gitter) entspricht und also meist ohne Hilfe des Ellipsoids an den gemeinsamen Netzebenen, z. B. Spaltbarkeiten erkennbar ist. Oder die Ellipsoide können so weit geregelt sein, daß sich dem ganzen Gefüge noch etwas von der Vektorenrichtung des Mineralen mitteilt, während sich bei vollständig regelloser Lage der Körner eine statistische Homogenität einstellen würde.

Derartige Regelungen, welche im Gefolge verschiedener Bedingungen in Gefügen auftreten, genauer zu fassen und dabei von der Indikatrix

optisch einachsiger und optisch zweiachsiger Kristalle als von einem Einzelbeispiel auszugehen, also den Fall der optischen Regelung und seine Feststellbarkeit und Deutbarkeit zu untersuchen, ist im Folgenden versucht.

Wir denken uns das Aggregat aus Indikatrixellipsoiden von einer Ebene, der Schnitt- oder Zeichenebene, geschnitten.

Es erscheinen die Schnitte der Ellipsoide im allgemeinen als Ellipsen mit den Durchmessern α' und γ' . Wir machen die Annahme: Gemeinsames Steigen und Fallen der Interferenzfarben der Körner erfolgt dann, wenn γ' (bzw. α') der Körner sich zu γ'' (bzw. α'') des Vergleichspräparates ganz oder teilweise summiert. Kreuzen wir die Nikols und stellen γ'' des Gipses z. B. unter 45° zu den Nikolsschwingungsrichtungen, so wird eine teilweise Summation von γ' zu γ'' noch möglich sein, solange γ' der längere Ellipsoiddurchmesser im Quadranten von γ'' , welches fix eingestellt bleibt, pendelt, also um höchstens $\sphericalangle \rho = 45^\circ$ von der Richtung γ'' abweicht, welche wir zur Bezugsrichtung für die Untersuchung machen und diesfalls wieder σ nennen wollen. Wir nehmen also schon in einer Ebene, der Schnittebene, eine gewisse maximal begrenzte Bewegungsfreiheit für γ' und damit für das Ellipsoid an, ohne daß das Phänomen des gemeinsamen Steigens der Körnerfarben aufgehoben wird. Diese Bewegungsfreiheit wurde schon im Hinblick auf andere Vektoren mit $\rho = 45^\circ$, also maximal angenommen. Wenn wir uns nun an Stelle der Ellipsoide des Gefüges ein einziges Ellipsoid denken, welches um den Mittelpunkt pendelnd alle Lagen einnehmen soll, die ohne Aufhebung des gemeinsamen Steigens der Farben möglich sind, so erhalten wir durch die Gesamtheit dieser Lagen eine Übersicht darüber, welche Körnerlagen mit unserem Phänomen vereinbar sind oder anders gesagt, was gemeinsames Steigen und Fallen der Interferenzfarben in einem Schnitte über die Orientierung der Körner aussagt.

Die Frage nach der Gesamtheit der möglichen Achsenlagen für das ohne Störung des Regelungsphänomens pendelnde Ellipsoid ist also eine geometrische geworden.

Herr Direktor Dr. Ing. Max Pernt hat diese geometrische Frage auf meine Bitte bereits 1916 bearbeitet und mir das Ergebnis zur Verfügung gestellt, dessen Publikation durch meine Kriegsschicksale unterblieb.

Es ist noch darauf hinzuweisen, daß diese Fragestellung durch die Annahme $\rho = 45^\circ$ charakterisiert und eine andere ist als die bisher behandelten Regelungsfragen.

In kurzem Auszuge ergeben die lückenlosen, von Herrn Prof. Dr. Zindler ebenfalls noch freundlichst bestätigten Darlegungen Dr. Pernts folgendes.

Frage: Welche Lagen kann die längste Hauptachse eines um seinen Mittelpunkt frei beweglichen Ellipsoides einnehmen, wenn die Bedingung

$\sphericalangle \rho < \frac{\pi}{4}$ erfüllt bleiben soll, wobei ρ den Winkel bedeutet, den die

große Achse der Schnittellipse mit einer festen, in der gleichen Ebene liegenden, durch den Mittelpunkt gehenden Geraden σ bildet?

Die Schiffebene sei die $O\xi\eta$ -Ebene eines rechtwinkligen räumlichen Koordinatensystems, dessen Ursprung in den Mittelpunkt O des drei-

achsigen Ellipsoides verlegt werde und dessen ξ -Achse mit der Richtung σ zusammenfällt (vgl. Abb. 1).

Ene beliebige Lage des Ellipsoides sei gekennzeichnet durch ein zweites räumliches Koordinatensystem $Oxyz$, dessen Ursprung ebenfalls O sei und dessen Achsen mit den drei Hauptachsen des Ellipsoides identisch sind und zwar falle die längste Hauptachse in die Richtung der Ox -, die kürzeste in die Richtung der Oz -Achse.

Es wird die Lage des Systems $Oxyz$ auf $O\xi\eta\zeta$ durch die Angabe der Winkel bezogen, welche jede Achse $Ox \dots$ mit den Richtungen $O\xi \dots$ einschließt, die Mittelpunktsgleichung des dreiachsigen Ellipsoids

Schematische Darstellung der Lagenverhältnisse.

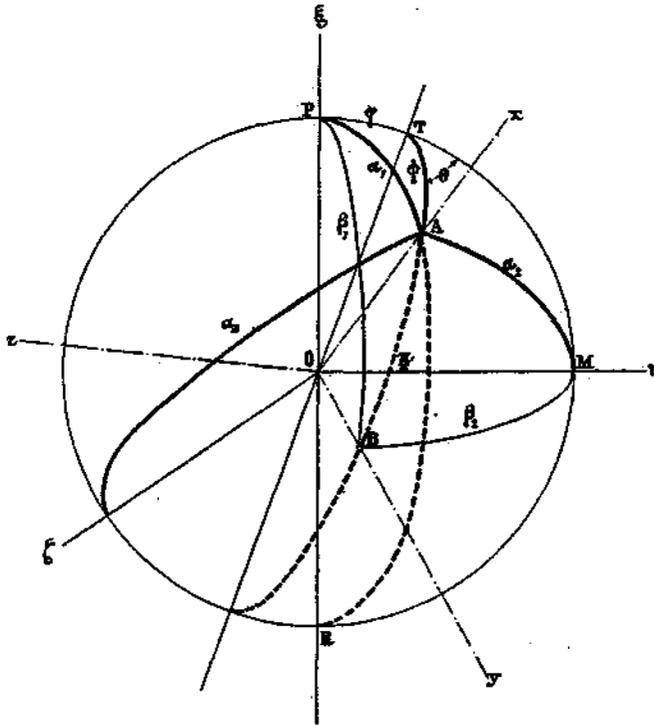


Abb. 1.

im System $Oxyz$ -aufgestellt und sodann die Gleichung des Ellipsoids im $O\xi\eta\zeta$ System. Hienach ergibt sich für $\zeta = 0$ die Schnittlinie zwischen Schliffebene und Ellipsoid. Die Gleichung dieser Schnittlinie wird mit der Mittelpunktsgleichung eines Kegelschnitts verglichen und die Koeffizienten in beiden werden identifiziert. Für die große Hauptachse des Kegelschnitts, welche mit $O\xi$ den Winkel ρ einschließt, ergibt sich $\operatorname{tg} 2\rho$ und nach einigen Umformungen im vorliegenden Falle

$$10 a) \quad \operatorname{tg} 2\rho = 2 \frac{\cos \alpha_1 \cos \alpha_2 + v^2 \cos \beta_1 \cos \beta_2}{(\cos^2 \alpha_1 - \cos^2 \alpha_2) + v^2 (\cos^2 \beta_1 - \cos^2 \beta_2)}.$$

11) Hierin ist für den Zahlenwert $\frac{A^2(B^2 - C^2)}{B^2(A^2 - C^2)} = v^2$ gesetzt und es

bedeuten die Winkel $\alpha_1 = x\xi$, $\alpha_2 = x\eta$, $\beta_1 = y\xi$, $\beta_2 = y\eta$; $A > B > C$ sind die halben Hauptachsen des Ellipsoids.

Durch Einführung der in Abb. 1 verzeichneten neuen Variablen erhält man aus 10 a).

$$13) \operatorname{tg} 2\rho =$$

$$\frac{\sin 2\varphi [\cos^2 \psi + \nu^2 \sin^2 \psi - (\sin^2 \psi + \nu^2 \cos^2 \psi) \cos^2 \Theta] + (1 - \nu^2) \sin 2\psi \cos 2\varphi \cos \Theta}{\cos 2\varphi [\cos^2 \psi + \nu^2 \sin^2 \psi - (\sin^2 \psi + \nu^2 \cos^2 \psi) \cos^2 \Theta] - (1 - \nu^2) \sin 2\psi \sin 2\varphi \cos \Theta}$$

Hiebei bezeichnet (s. Abb. 1) OT die Spur der Oxy -Ebene in der $O\xi\eta$ -Ebene und φ den Winkel von OT mit $O\xi$, ψ den Winkel von

Graphische Ermittlung des Wertes $r = \operatorname{tg} \psi$.

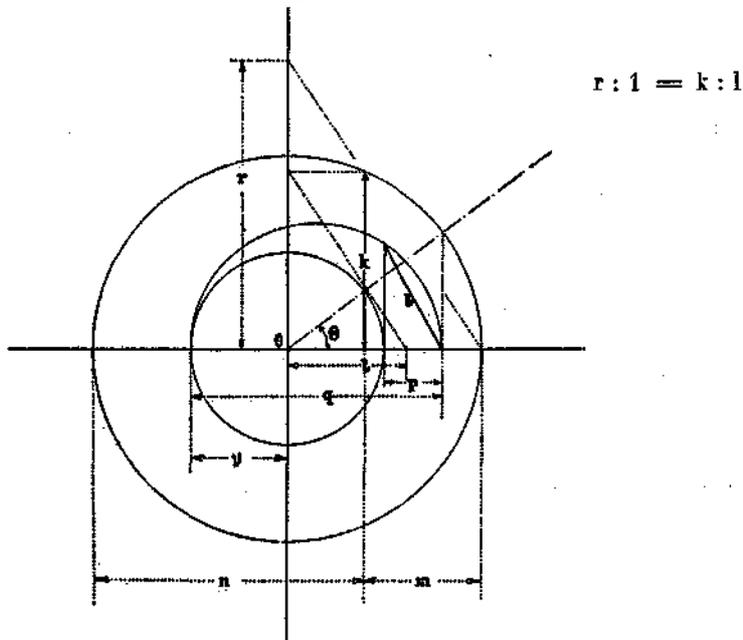


Abb. 2.

OT mit Ox , Θ den Winkel zwischen beiden Ebenen. Wird nun der Aufgabe entsprechend die Bedingung erfüllt, daß 2ρ nicht den Wert $\frac{\pi}{2}$ erreicht, so ergibt sich nach einiger Umformung für den Grenzfall die Bedingung

$$14) (\nu^2 - \cos^2 \Theta) \operatorname{tg}^2 \psi - (\nu^2 \cos^2 \Theta - 1) = 2(1 - \nu^2) \operatorname{tg} 2\varphi \operatorname{tg} \psi \cos \Theta.$$

Die Betrachtung des Sonderfalles $\varphi = 0$ ($O\xi = \sigma$), ergibt

$$15) \operatorname{tg}^2 \psi = \frac{\nu^2 \cos^2 \Theta - 1}{\nu^2 - \cos^2 \Theta} \text{ und hieraus}$$

$$16) \quad a) \text{ für } \Theta = 0, \operatorname{tg}^2 \psi = 1; \psi = \frac{\pi}{4}$$

$$b) \text{ für } \Theta = \frac{\pi}{2}, \operatorname{tg}^2 \psi = \frac{1}{\nu^2}; \psi \text{ imaginär}$$

$$c) \text{ für } \cos \Theta = \nu, \operatorname{tg}^2 \psi = \infty; \psi = \frac{\pi}{2}$$

Es kann also im Falle *a* der Grenzwert $\frac{\pi}{4}$ erreicht werden, nicht aber im Falle *b*, also für Winkel Θ zwischen $\cos \Theta = \nu$ und $\cos \Theta = 0$; im Falle *c* kann die Ox -Achse in die $O\eta\zeta$ -Ebene fallen.

Die zeichnerische Festlegung der Grenzbereiche gründet sich darauf, daß für 15) geschrieben wird $\operatorname{tg}^2 \phi = \frac{(\nu \cos \Theta - 1)(\nu \cos \Theta + 1)}{(\nu - \cos \Theta)(\nu + \cos \Theta)} = \frac{mn}{pq} = \frac{k^2}{l^2} = r^2$
 $r = \operatorname{tg} \phi = \frac{k}{e}$ (vgl. Abb. 2, worin der Radius des Kreises die Einheit ist).

Für diesen Sonderfall $\varphi = 0$ zeigt die Abb. 3 Aufriß, Grundriß und Kreuzriß der Einheitskugel, und zwar ist das Raumgebiet, in welches die Ellipsoidhauptachse nicht eintreten darf, schraffiert. C_A ist ein sphärischer Kegelschnitt.

Bei der Untersuchung des Falles φ von 0 verschieden ergibt sich für

$$19) \quad \operatorname{tg} 2\lambda = \frac{2(1-\nu^2)\cos\Theta\operatorname{tg}\phi}{(1-\nu^2\cos^2\Theta) + (\nu^2 - \cos^2\Theta)\operatorname{tg}^2\phi}$$

an Stelle von 13):

$$20) \quad \operatorname{tg} 2\rho = \frac{\operatorname{tg} 2\varphi + \operatorname{tg}^2\lambda}{1 - \operatorname{tg}^2\lambda \cdot \operatorname{tg}^2\varphi} = \operatorname{tg} 2(\lambda + \varphi), \quad \rho = \varphi + \lambda = \frac{\pi}{4}$$

Nimmt man als entgegengesetzten Fall zu $\varphi = 0$ demnach $\varphi = \frac{\pi}{4}$,

$\lambda = 0$, was entweder $\Theta = \frac{\pi}{2}$ oder $\phi = \frac{\pi}{2}$ zur Folge hat, so ergibt sich,

daß die Bewegungsfreiheit des Ellipsenscheitels A in der Grenzlage nur in den beiden symmetrischen größten Kugelkreisen besteht (vgl. Abb. 4). Die Bewegungsfreiheit von A auf der Einheitskugel ist daher für $\varphi = 0$ die größte, und zwar erstreckt sie sich auf das zusammenhängende Kugelstück zwischen den beiden Kurventeilen der C_A , und sie ist am geringsten für $\varphi = \frac{\pi}{4}$ und schrumpft auf die freie Bewegung innerhalb des von den beiden Kugelkreisen K_A begrenzten Kugelquadranten zusammen. Für zwischen $\varphi = 0$ und $\varphi = \frac{\pi}{4}$ liegende φ -Werte wird nach

Formel 19 die die Grenzlage der Ellipsoidhauptachse bestimmende Kurve zu berechnen sein, welche innerhalb der von den Kurven C_A und K_A eingeschlossenen Kugelfläche verlaufen muß.

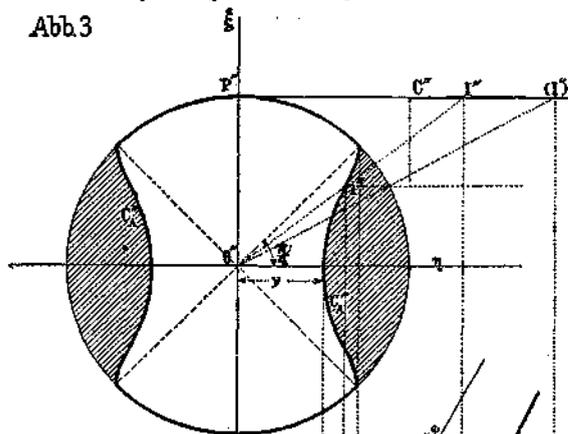
Diese Untersuchung lehrt aber, daß das Maß der Bewegungsfreiheit nicht allein von dem Größenverhältnis der 3 Hauptachsen des Ellipsoids abhängt, sondern auch von der Lage der Geraden OT , in welchen der Hauptschnitt Oxy des Ellipsoids die Schliffebene schneidet, und daß der Ellipsoidschenkel A in keinem Fall sich in den von den Kurven C_A begrenzten Kugelkalotten und in jedem Falle innerhalb des von den Kreisen K_A ausgeschnittenen Kugelstückes bewegen kann.

Darstellung der Grenzlagen C_A der längsten Hauptachse eines dreiachsigen Ellipsoides für die Werte $\nu = \frac{1}{2}$ und $\varphi = 0$

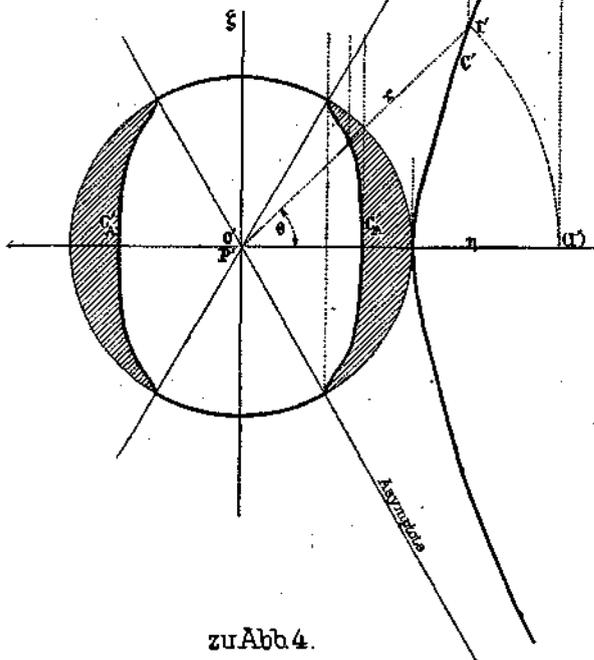
a) Aufriss in der $0\xi\eta$ Ebene.

c) Kreuzriss in der $0\xi\xi$ Ebene.

Abb 3



b) Grundriss in der $0\xi\eta$ Ebene

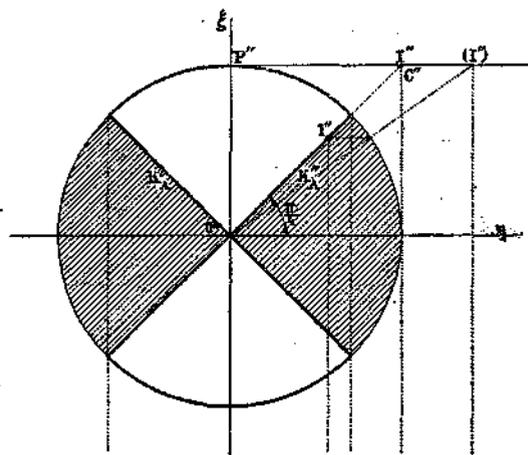


zu Abb 4.

Darstellung der Grenzlagen K_A der längsten Hauptachse eines dreiachsigen Ellipsoides $\nu = \frac{1}{2}$, bezw für ein Rotations-Ellipsoid.

Abb 4

a) Aufriss in der $0\xi\eta$ Ebene.



b) Grundriss in der $0\xi\eta$ Ebene.

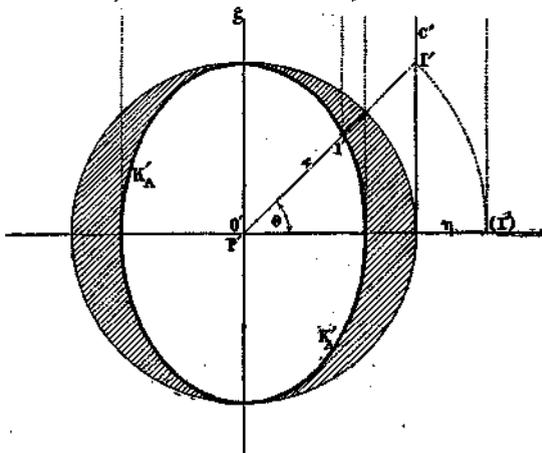


Abb. 3 und 4.

Für das verlängerte Rotationsellipsoid ($B = C$; $\nu = 0$ nach Formel 11) ergibt die Betrachtung, daß sich der Ellipsoidscheitel A ganz ebenso wie im ungünstigsten Falle beim 3achsigen Ellipsoid ($\varphi = \frac{\pi}{4}$) innerhalb des von den Kreisen K_A ausgeschnittenen (in Abb. 4 nicht schraffierten) Kugelstückes bewegen kann. Oder mit anderen Worten, in den beiden Kugelquadranten, welche die symmetrischen, den Raumwinkel $O\xi\eta$ und dessen Nebenwinkel halbierenden Ebenen einschließen und in welche σ fällt.

Dies ist eine kurze Übersicht über den Gang und die Ergebnisse der geometrischen Untersuchung Dr. Pernts.

Wir versuchen nun, die Ergebnisse der geometrischen Untersuchung in ihrer Bedeutung für die Gefügeregelung zu veranschaulichen. Hierbei bezeichnen wir bisher B_1 und B_2 die spitze und stumpfe Bisektrix, N die optische Normale, b die äquatorialen (B_1 umkreisenden) Skiodromen, m die meridionalen Skiodromen; ferner sind wie früher die Schnittebene, die Fläche s und die Bezugsgerade σ zu unterscheiden, welche letztere die Schnittgerade von s und der Schliff- bzw. Schnittebene ist.

Wir geben nun der Indikatrix und der Skiodromenkugel zu den Abbildungen 3 und 4 bei Pernt zunächst folgende Stellung: $B_1 (= \alpha$ der Indikatrix, entsprechend m der Isogyrenkugel) $\parallel \eta$; die $\beta\gamma$ -Ebene ($\perp B_1$) liegt dabei in s .

Bei unserer Bedingung, daß der $\sphericalangle \rho$ zwischen γ' und σ nur bis $\frac{\pi}{4}$ wachsen darf (so daß insofern noch die Möglichkeit additiven Zusammenwirkens von γ' des Präparats mit $\gamma'' \parallel \sigma$ eines Hilfspräparats besteht), kann die Indikatrix, bzw. Skiodromenkugel um den Punkt O in der Weise pendeln, daß γ der Indikatrix ($= B_2$) die in Abb. 4 nicht-schraffierten Teile der Einheitskugel begeht. Für letzteres können wir sagen: α der Indikatrix, also B_1 , begeht die schraffierten Teile.

Eine additive Wirkung ($\rho < \frac{\pi}{4}$) ist also in einem Schliff $\perp s$ noch denkbar, wenn B_1 nicht $\perp s$ steht, sondern hievon in s um ρ , $\perp s$ um einen größeren Winkel abweicht und auf s einen Kegelschnitt zeichnet, welcher, ähnlich (oder gleich?) einem b -Skiodromenverlauf, von der Exzentrizität der betreffenden Indikatrix abhängt.

Ist also in einem Schliff eine additive Wirkung wahrnehmbar, so kann zunächst strenge nur auf die geschilderte Freiheit in den Körnerlagen geschlossen werden.

Ist dies aber ein ganz beliebiger Schliff oder zeigen zwei zueinander \perp Schlitze ($\perp s$) dasselbe additive Phänomen, so schränkt sich die Bewegungsfreiheit der spitzen Bisektrix ein: sie kann aus der Stellung $\perp s$ nur um $\sphericalangle \rho$ abweichen.

Letzteres gilt auch für einen einachsigen Kristall, wenn wir an Stelle von B_1 sein $\varepsilon (< \omega)$, also sozusagen wieder α setzen.

Es sind also für ein bestimmtes ρ (zum Beispiel $\rho < \frac{\pi}{4}$) die Einachsigen von einem Schliffe aus genauer festzulegen als die Zweiachsigen und letztere

vermutlich um so genauer, je mehr sie sich den Einachsigen nähern, je kleiner also ihr Achsenwinkel ist.

Für jene Kristalle, deren $\beta \gamma$ -Ebene die Schnittfläche in σ schneidet ($\angle \varphi = 0$), ist die Pendelfreiheit von B_1 am größten. Es fragt sich, ob solche Kristall-Lagen auch optisch leicht erkennbar sind. Kristallographisch werden solche Kristalle im Schliff erkennbar sein, wenn die $\beta \gamma$ -Ebene sich zum Beispiel einer Spaltbarkeit zuordnen läßt. Solche Kristalle werden mit einer Wahrscheinlichkeit auftreten, welche nicht von den optischen Konstanten des Minerals abhängt, wohl aber von der Anordnung der Festigkeitseigenschaften abhängen kann, in welchem Falle sie eben häufiger oder seltener werden als ohnedies zu erwarten.

Wir haben somit in Übersicht verfolgt, was die im Schliff beobachteten Regeln für die „Regelung des Kornes im Raume“ besagen. Hierbei aber sind wir tatsächlich noch nicht bis zur Regelung des Kornes übergegangen, sondern hätten statt „Korn“ genauer dessen optische Bezugsflächen und Gerade zu sagen, ich sage im folgenden hierfür kurz das optische Korn.

Eine gegebene Lage des optischen Kornes bestimmt die Lage des Gitters, also des kristallographischen Kornes, etwa in folgender Weise:

1. bei optisch Einachsigen bis auf freie Rotation um c ;
2. bei optisch Zweiachsigen genau;

1 a) bei optischen Einachsigen mit einer einfachen Beziehung zu den gerichteten Eigenschaften der Festigkeit (zum Beispiel Spaltbarkeit, maximale Translation etc.);

2 a) bei optischen Zweiachsigen mit einer komplizierteren, sehr wechselnden Beziehung zu den Festigkeitseigenschaften, und zwar ist diese Beziehung am einfachsten bei den rhombischen Kristallen, weniger einfach bei den monoklinen und am wenigsten einfach bei den triklinen, wenn man aufs Ganze schaut.

Wir werden also in jenen Fällen, in welchen die Regelung eine Funktion mechanischer Kräfte ist, welche es, um dem heutigen, aber wohl überholbaren Stande der Einsicht gemäß zu reden, direkt mit den Festigkeitseigenschaften und nicht mit der Optik der Kristalle zu tun haben, also bei passiver Gefügeregelung, bei Kaltbearbeitung im allgemeinen erwarten, daß die Aussichten, passiv geregelte Gefüge auch optisch geregelt zu finden, in der aufgestellten Reihe von der Einachsigen zu den Triklinen abnehmen. Die aber hierin oft entscheidenden Einflüsse besonderer mechanischer Eigenschaften der einzelnen Minerale einzuschätzen, muß einer Behandlung besonders interessierender Einzelfälle vorbehalten bleiben.

VIII. Erörterung einer Hypothese über die passive Regelung von Gefügen translätierbarer Kristalle.

Es wird versucht, anschließend an Tammanns Ausführungen über die Bedeutung von Translationen für die Deformation von Kristallkörnergefügen (Metallographie S. 71 ff.), eine hypothetische Anschauung über den Vorgang bei der passiven Regelung solcher Gefüge zu erörtern,

womit demgemäß ein besonderer Fall betrachtet und vorläufig nicht entschieden werden soll, ob er der einzige Fall passiver Gefügeregelung durch Kaltbearbeitung ist.

Nach Tammanns Ausführungen (l. c.) über Elastizitätsgrenze (= Größe der Kraft, bei welcher eine Gleitung stattfindet) und Fließen ist die Elastizitätsgrenze durch eine Angabe über die Größe der Kraft und drei Winkelgrößen gegeben. Die drei Winkel bestimmen: die Lage der Gleitfläche, die Lage der Gleitrichtung in der Gleitfläche, den Winkel zwischen Gleitrichtung und wirkender Kraft. Die Elastizitätsgrenze hängt also bei Kristallen — ganz ebenso wie bei Gesteinen mit geregelter Feinbau, wo das eine große Rolle im Bewegungsbilde der Deformation spielt — von der Orientierung des Kristalls zur deformierenden Kraft ab.

Die Elastizitätsgrenze ist also bei einem regellosen Kristallaggregat (im unregelmäßigen Gefüge) gegenüber einem das Gefüge durchsetzenden Felde mechanischer Spannungen für jedes Korn eine verschiedene oder, genauer gesagt, nur für hinsichtlich ihrer Festigkeitseigenschaften gleichorientierte Körner die gleiche. Und nur gleichorientierte Körner beginnen also gleichzeitig (Tammann l. c.) sich dauernd zu deformieren (beispielsweise translaterend zu fließen). Ganz anders reagiert ein geregeltes Gefüge: Seine Körner beginnen gegenüber parallel gerichteten Spannungen gleichzeitig mit der dauernden Deformation. Ferner wird aus einem geregelten Gefüge eine Beanspruchung (z. B. auf Biegung), deren Orientierung man kennt, eine übersichtliche, deutbare und verständliche Auslese treffen, was die Elastizitätsgrenzen der Körner und den Beginn ihrer Deformation anlangt. Wie immer, so zeigt auch in diesem Falle das geregelte Gefüge in seinem Verhalten eine graduelle Annäherung an das Verhalten eines Einzelkristalls, den man geradezu an seine Stelle denken darf, wenn der statistische Grad und der Genauigkeitsgrad der Gefügeregelung ein hoher ist. Auch in bezug auf mechanische Beanspruchungen (wie hinsichtlich anderer gerichteter Größen) kommt also ein gradweise geregeltes Gefüge einem Kristall gradweise nahe und es bildet ein unregelmäßiges Gefüge ein statistisch homogenes „massiges“ Gestein mit Mittelwerten. Da aber die mechanische Beanspruchung die schon erwähnte, von Tammann (l. c.) erörterte Auslese unter den Körnern des unregelmäßigen Gefüges trifft, je nach der Lage der Körner, so wird die dauernde Korndeformation im unregelmäßigen Gefüge auch im parallelen Spannungsfelde ein zeitlich gedehnter, an verschiedenen Punkten des Gefüges zu gegebenen Zeiten einsetzender Akt. Und da wir vielfach der Tatsache gegenüberstehen, daß durch mechanische Deformation eines Gefüges erzwungene Gefügeregelung entsteht, so ergibt sich nun die Frage, ob sich theoretisch aus den obigen Voraussetzungen ein geregeltes Gefüge aus einem unregelmäßigen bei mechanischer Deformation ohne dauernde Deformation der Raumbitter der Einzelkörner (wofür man mit Tammann die Änderung der Röntgenperioden des Raumbitters zum Kriterium machen kann) entstanden, denken läßt.

Betrachtet man den Fall, daß ein geregeltes Gefüge unter Korndeformation deformiert wird, so ist für diesen Fall zunächst eine

Erfahrungstatsache aus der Gesteinswelt zu nennen, welche unter den Metallen ihr Analogon hat. Diese Erfahrungstatsache habe ich mit Betonung der großen Rolle, welche sie in der Natur spielt, als Prinzip der Ausarbeitung geregelter Gefüge (verschiedener Größenordnung) bekanntgemacht. Sie besagt, daß geordnete Bahnen geringster Deformationsarbeit im Gestein, z. B. eine s -Flächenschar (Schieferung, Feinschichtung) durch mechanische Deformation im allgemeinen Falle nicht ausgelöscht werden, sondern für die Teilbewegung benutzt und ausgestaltet, beziehungsweise ausgearbeitet werden. Es ist lediglich ein anderer Ausdruck für dieselbe Tatsache, wenn hier gesagt wird: Der Grad der Regelung eines Gefüges, welche jene Bahnen geringster Deformationsarbeit bestimmt, wird durch Deformation des Ganzen im allgemeinen Falle nicht verringert, sondern erhöht. Es ist eine zunächst dem Studium von Tektoniten entnommene Erfahrungstatsache, daß erzwungene Gefügeregelung durch weitere Deformation nicht rückgängig, sondern erhöht wird, auch wenn sich die Angriffspunkte der Kräfte am Ganzen, die „Einspannung“, ändern. Wir beobachten namentlich dann, wenn eine ausgezeichnete Flächenschar geringster Gleitreibung vorhanden ist, sozusagen eine ausgezeichnete Translationsflächenschar des Gesteins, daß die natürlichen Deformationen diese Flächen ausarbeiten, und zwar in erster Linie durch Regelung von Mineralkörnern; ferner durch Formänderung der Mineralkörner und endlich sogar durch Umwandlung von Mineralen in „Gleitminerale“. Es erscheint also die Regelung empirisch als etwas, das, wenn im Keime vorhanden, bei beliebiger Deformation des Gefüges zunimmt, nicht abnimmt.

Diese Erfahrungstatsache nun, auf welche vielleicht auch noch manche Eigenschaftsänderungen kaltgereckter Metalle, anlässlich welcher die Bezugsflächen aus Kugeln zu Ellipsoiden werden — man könnte füglich auch von Anisotropierung statistisch homogener Gefüge sprechen — rückführbar werden dürften, wird verständlicher, wenn wir sie mit dem eingangs erwähnten Begriffsinventar Tammanns behandeln.

Wenn wir nun von einem vollkommen geregelten Gefüge ausgehen und dieses in einem Felde paralleler Spannungen gleicher Größe deformieren, so reagieren alle Körner gleichzeitig und gleichsinnig, wenn wir von der intergranularen Reibung absehen, z. B. weil diese überall größer als die Elastizitätsgrenze der Körner sei. Es deformiert sich das Gefüge gleich einem Kristall; sind seine Körner unter den gegebenen Bedingungen translätierbar, gleich einem translätierbaren Kristall des betreffenden Minerals, wobei der Annahme gemäß die Translationen geringere Arbeit fordern, als die intergranulare Reibung. Dementsprechend wird bei irgendeiner Deformation auch die Reaktion auf den Spannungsverlauf und die später ablesbare Anpassung an denselben erfolgen und eine Auslösung der Teilbewegungen in Flächen geringsten Widerstandes um so deutlicher, je geringer dieser Widerstand ist im Vergleich zu anderen Bahnen der Teilbewegung.

Es ergibt sich in diesem Falle nicht mehr und nicht weniger Anlaß zur Verminderung des Regelungsgrades, als sich bei Deformation eines Kristalles Anlaß zur Minderung der Regelmäßigkeit seines Gitters ergibt.

Wenn wir, wie das oft der Fall ist, in einem Gefüge „Gefügeelemente höherer Ordnung“ unterscheiden können und diese Gefügeelemente höherer Ordnung bestehen beispielsweise in geregelten Inseln in unregelter Zwischenmasse, so gilt auch für derartige Partien, wenn man sie für sich betrachtet, bei Knetung des ganzen Systems das eben Erörterte und es wird verständlich, mit welcher Zähigkeit viele in Körnerinseln auseinander gewalzte ehemalige Einzelkristalle eine subparallele Orientierung der Körner festhalten, und daß eben größere Einzelkristalle mit betonten Translationsflächen bei Kaltbearbeitung nicht in Körneraggregate übergehen.

Wir betrachten nun das zweite Extrem: gänzlich unregelmäßiges Gefüge, in welchem also eine Gruppe statistisch homogen verteilter, in bezug auf die Festigkeitseigenschaften subparallel orientierter Körner, die Gruppe *A*, auf irgendeine Beanspruchung des Ganzen im Zeitpunkt *t* mit dauernder Gestaltänderung reagiert. Diese Gestaltänderung der *A*-Körner wird als Teilbewegung zur Deformation des Ganzen gleichzeitig erfolgen. Sie wird unter der Annahme, daß die wachsende Beanspruchung und der allseitige Druck, in welchem das Experiment erfolgt, kein Porenvolumen dulden, rein geometrisch, das heißt, schon als Gestaltänderung der *A*-Körner Bewegungen der übrigen Körner bedingen, und zwar wegen der gleichsinnigen Deformation der *A*-Körner, ebenfalls untereinander gleichsinnige Bewegungen der Nicht-*A*-Körner, nämlich ebenfalls Teilbewegungen zur Deformation des Ganzen. Diese werden entweder auch zwischen den Körnern oder nur in den Körnern der Nicht-*A*-Gruppe erfolgen können. Im ersteren Falle sind Drehungen der Körner möglich und bleiben also die Aussichten für eine Regelung zu untersuchen.

Im zweiten Fall erfolgt keine Drehung der Körner und somit besteht keine Möglichkeit zur Regelung, wenn die Bewegungen im Korn Translationen ohne Zwillingsbildung sind.

Es wären also zunächst die Bedingungen für den ersten und für den zweiten Fall zu erörtern.

1. Fall: Es treten beim Nachrücken der Nicht-*A*-Körner gemäß der Formänderung der *A*-Gruppe intergranulare Bewegungen auf.

Die Möglichkeit hierzu ist vorhanden. Denn wenn auch die Elastizitätsgrenze der *A*-Körner gegenüber der Deformation niedriger war als die Bindung der Körner, bzw. die intergranulare Reibung, so muß dies eben bei den zur Kraft anders orientierten Körnern der Nicht-*A*-Gruppe nicht der Fall sein.

Ist also die intergranulare Reibung der Körner im Gefüge geringer als die größte Elastizitätsgrenze des betreffenden Minerals, so ist Gelegenheit zur Drehung der Körner gegeben und es tritt drehendes Nachrücken der Nicht-*A*-Körner mit Verlegung der Achsen auf.

Wir sehen hier davon ab, daß diesen Drehungen gemäß dem Gleichsinne der Gestaltänderung der *A*-Körner ebenfalls ein gewisser Sinn innewohnen wird, was geometrisch eigens verfolgt werden muß.

Unter den nachrückenden Körnern der Nicht-*A*-Gruppe, deren Achsen rotieren, wird die Beanspruchung des Ganzen jeweils jene Körner für

Korndeformation auslesen, deren Elastizitätsgrenze bei der erreichten Achsenlage eben kleiner als die intergranulare Reibung wird.

Dies wird bei Körnern der Fall sein, deren Achsenlage durch ihre Drehung eine zur Achsenlage der *A*-Körner subparallele oder eine zu derselben in symmetrischer Stellung, z. B. näherungsweise in irgendeiner Zwillingsstellung befindliche ist.

In bereits regeltem Gefüge entfällt, wie früher erwähnt, der Anlaß zur Drehung und ihre weitere Anpassung an die Deformation geht, wenn per Translation, ohne Störung der Regelung vor sich.

Die Regelung erscheint also unter Umständen als ein nach und nach das ganze Gefüge erfassender, nicht reversibler Vorgang. Und es ist die Regelung eines gänzlich unregelmäßigen Körnergefüges bei fortschreitender Deformation des Ganzen, namentlich bei gleichsinnigen, als eine Anpassung an diese Deformation verständlich.

Wovon hängen nun statistischer Grad und Genauigkeitsgrad der Regelung genetisch ab, wenn wir den erörterten Vorgang annehmen.

Der statistische Grad der Regelung hängt offenbar davon ab, ob die gleichsinnige Deformation des Ganzen, z. B. Walzung oder Streckung, groß genug ist, bzw. nach Dauer und Geschwindigkeit imstande ist, soundso viele nachrückende Körner zu drehen, kurz das Gefüge durchzuregeln. Die Abhängigkeit von der Dauer ist evident. Steigern wir die Geschwindigkeit, so werden wir bei grobkörnigem Gefüge früher, bei feinkörnigem Gefüge später (vgl. Geschwindigkeitsregel der Teilbewegung) an einen Wert gelangen, bei welchem zunächst Kornzerbrechung an Stelle der intergranularen Verschiebung tritt, also zunächst rupturale Teilbewegung, welche aber intergranulare Teilbewegung, Kornrotationen und damit den Fortgang der Regelung aufs neue vorbereitet.

Die Regelung wird um so genauer sein, je später in dem sich der Regelstellung mit *A* entgegengerehenden Korne Translation ohne weitere Drehung eintritt. Dieses hängt von Festigkeitseigenschaften des Minerals und von der Bindung ab; ferner sicher indirekt, vielleicht aber auch direkt von der Geschwindigkeit der Teilbewegung.

Das sich drehende Korn wird in dem Moment die Drehung in die genaue *A*-Stellung einstellen und mit Translation, bzw. Korndeformation antworten, in welchem seine Elastizitätsgrenze kleiner wird als die intergranulare Reibung. Dies wird bei irgendeiner gegebenen intergranularen Reibung ($<$ als die maximale Elastizitätsgrenze des Minerals*) desto früher und desto weiter schon vor Erreichung genauer Parallel- oder Zwillingsstellung mit den *A*-Körnern der Fall sein, je niedriger die niedrigste Elastizitätsgrenze des Minerals im Vergleich zur intergranularen Reibung ist. Es wird aber, während sich das Korn in die *A*-Stellung dreht, auch dann vor Erreichung dieser Stellung Translation an Stelle der Rotation treten können, wenn eine der niedrigsten nahestehende Elastizitätsgrenze erreicht ist; also um so eher, je näher kristallographisch andersorientierte Elastizitätsgrenzen für Translation, dem Werte nach, der niedrigsten liegen. Die Regelung wird also durch kristallographisch

*) Wo nicht, so erfolgt zunächst nicht Rotation, sondern in manchen Fällen zuerst Zerbrechung und dann Rotation der Fragmente.

verschieden orientierte, wenig verschiedene Elastizitätsgrenzen für Translation ungenauer; genauer, je ausgesprochener die niedrigste Elastizitätsgrenze ist, z. B. wenn nur eine oder tautozonale Translationsebenen in Frage kommen.

I. Je niedriger die niedrigste Elastizitätsgrenze des Minerals im Vergleiche zur intergranularen Reibung ist und je mehr andersorientierte, im Werte nahe liegende Elastizitätsgrenzen vorhanden sind, desto ungenauer wird die Regelung.

Es schiene mir von hier aus die ungenaue Regelung von kaltgereckten Karbonattektoniten und die typische schöne Regelung in Quarztektoniten verständlich, schon wenn man bedenkt, daß die intergranulare Reibung kalzitisch verschweißter Kalzitkörner von der kleinsten Elastizitätsgrenze der leicht translitierbaren Kalzite viel stärker verschieden ist als die intergranulare Reibung quarzitisches verschweißter Quarzkörner von der kleinsten Elastizitätsgrenze des Quarzes.

Wir machen also die Annahme, daß ein und dasselbe Mineral je nach der Größe der intergranularen Reibung bei Deformation mit verschiedenem Genauigkeitsgrad der Regelung antwortet. Betrachten wir nämlich die niedrigste Elastizitätsgrenze E_m eines Minerals als konstant (bei konstanter Temperatur!), so finden wir folgende Fälle:

a) E_m ist größer als die intergranulare Reibung. In diesem Falle wird weder die vorbesprochene Körnerschar A deformiert noch tritt irgend welche Regelung im Sinne unserer Betrachtung auf. Die zur Deformation korrelierten Teilbewegungen verlaufen intergranular, ein Fall, dem ich seine Sonderstellung bei früheren Gelegenheiten angewiesen habe (z. B. polynikte Mylonite).

b) E_m ist wenig kleiner als die intergranulare Reibung. Es besteht dann ein Anlaß zur Korndeformation, bzw. Translation an Stelle der intergranularen Teilbewegung erst bei genauer Einstellung des rotierenden Kornes. Es ergibt sich also bei genügender Kaltbearbeitung ein hoher Genauigkeitsgrad der Regelung.

c) E_m ist viel kleiner als die intergranularen Reibungen. Die Regelung kann dann unter unseren Voraussetzungen über ihr Zustandekommen, einen hohen statistischen Grad aufweisen, d. h. alle Körner ergreifen, aber nur eine geringe Genauigkeit, welche sich dem Verschwinden der Regel nähert, wenn E_m gegenüber der intergranularen Reibung kleiner und kleiner wird. Es verlaufen in diesem Falle die Teilbewegungen mehr und mehr als Korndeformationen und es ist bei reiner Translation Regelung unmöglich.

d) Endlich ist der Fall anzuführen, daß R_i größer wäre als die maximale Elastizitätsgrenze des Minerals. Es erfolgt in diesem Falle (z. B. ineinandergreifende Kornkonturen!) keine Rotation, sondern nur Korndeformation, und zwar entweder translitierend („plastisch“) oder rupturrell, in welchem letzterem Falle R_i sinkt.

II. Damit im Sinne unserer Betrachtung Regelung zustande kommen kann, muß also die intergranulare Reibung R_i zwischen der größten (E_{max}) und der kleinsten Elastizitätsgrenze des Minerals liegen:

$$E_m < R_i < E_{max}$$

und es tritt die genaueste Regelung in einem Bereiche auf, in welchem R_i nur wenig größer ist als E_m .

In diesem Bereiche ist der Genauigkeitsgrad der Regelung, G_r , um so größer, je kleiner R_i wird, welches sich dabei dem Werte E_m nähert.

Wächst R_i über den besagten Bereich hinaus, so nimmt die Genauigkeit ab. Bei konstantem E_m wächst also G_r mit abnehmendem R_i und bei konstantem R_i wächst G_r mit zunehmendem E_m .

Es könnte also für den Bereich E_m nahe R_i gelten:

$$G_r = \frac{E_m}{R_i} \cdot k$$

Nach dieser vorläufigen Annahme wäre also der Genauigkeitsgrad meßbar durch den Quotienten aus kleinster Elastizitätsgrenze des Minerals (kleinste Deformationskraft, geringste Festigkeit, leichteste Translatierbarkeit; streckenweise vielleicht der kleinsten Deformationsarbeit ebenfalls proportional) und aus der intergranularen Reibung (nicht gleichzusetzen der Festigkeit der Kornbindung).

Da die Hauptaufgabe nun in der Prüfung dieser Auffassung durch Gefügestudien und Experimente liegt, so möge auch die Diskussion der obigen Annahme und der Faktoren, welche E_m (Temperatur, „Ermüdung“ u. a.) und R_i (rupturelle Teilbewegung) beeinflussen, späterer Gelegenheit vorbehalten bleiben, nachdem auf das Arbeitsgebiet der passiven Gefügeregelung wieder hingewiesen wurde, dem eine noch allgemeinere Behandlung, welche seinem vielfachen Auftreten angemessen wäre, zuteil werden möge.

Erzwungene Homöotropie fließender und fester Einzelkristalle.

Im Voranstehenden wurde ausgeführt, wie sich auf Grund der Tammannschen Vorstellungen über Kaltreckung eine Vorstellung auch über das Zustandekommen passiver Gefügeregelung unter bestimmten Bedingungen gewinnen läßt, unter welchen die Möglichkeit von Kornrotationen die bezeichnende ist.

Ich habe nun aber schon anläßlich der ersten Untersuchungen über das Regelungsphänomen in Gesteinen (T. M. M. 1911) bereits ausdrücklich an die Begriffe und Beobachtungen O. Lehmanns, Springs und Cesaros Anschluß genommen. Diesen Anschluß an O. Lehmanns Begriff der erzwungenen Homöotropie nehme ich nun wieder auf, wenn ich darauf hinweise, daß passive Gefügeregelung auch durch Regelung der Einzelkristalle ohne Kornrotation möglich ist.

„Wird ein fließender Kristall von ölsaurem Ammoniak nicht quer zur Längsrichtung, sondern in irgendwelcher anderen Richtung gezerrt, so zeigt sich, wie bei anderen sehr weichen Kristallen die Erscheinung, daß sich die Struktur der Zugrichtung entsprechend ändert.“ (Lehmann, Flüssige Kristalle, Leipzig, Engelmann 1904, p. 35 ff.).

Was hier und weit früher (Molekularphysik) Lehmann an fließenden Oleatkristallen feststellt, das hat Polanyi an dem bei Zimmertemperatur ebenfalls fließend deformierten Zinkkristall festgestellt: die Einstellung

des Raumgitters gegenüber der Beanspruchung. Gerade diese Raumgitterumstellung durch Beanspruchung beglaubigt neuerlich den Sprachgebrauch, welcher in beiden Fällen von „Fließen“ spricht. Übrigens erscheint mir neuerlich O. Lehmanns auch für die Petrographie vorbildlicher Vereinigung reicher Beobachtung und Deduktion hierin die Priorität in einer Feststellung von großer Tragweite zuzukommen.

Für die wesentlichen hier interessierenden Gesichtspunkte scheinen mir die fließenden Kristalle Lehmanns und die plastisch deformierten Kristalle der Metallographie und Petrographie so sehr zusammenzugehören, daß es schade wäre, wollte man etwa auf alle Beobachtungen an fließenden Kristallen verzichten, wo es gilt, die Plastizität und Homöotropie der „festen“ zu erörtern.

In beiden Fällen, auch bei fließenden Kristallen (vgl. Lehmann l. c., p. 36), treten Translationen als Teilbewegung im Raumgitter auf. In beiden Fällen tritt erzwungene Homöotropie des Raumgitters (Einstellung auf die Beanspruchung) auf. (Ammoniumoleat Lehmanns; Lagenquarze Sanders; Zinkkristall Polanyis.)

Endlich nimmt sowohl Lehmann (l. c., p. 36) für seine fließenden Kristalle als für „feste“ Kristalle Ludwik Czochralsky und Schmidt nach einem mir vorliegenden Manuskript, welches ausführlich auf diesen Punkt eingeht, an, daß bei Durchbewegung des Kristalls Unordnungen (Lehmann) im Feinbau des Kristalls auftreten, welche bei den „festen“ Kristallen angenommenermaßen die Eigenschaften ändern. Und wenn Lehmann (l. c.) sagt, daß ein derartig durch Strömung in Unordnung gebrachtes „Molekularaggregat“ infolge spontaner Homöotropie seinen Feinbau wieder herstellt, wenn zur Wirkung der Wärme noch eine mechanische Beanspruchungsrichtung dazukommt, so liegen meines Erachtens auch hier lehrreiche Analogien mit kaltgereckten geregelten Gesteinen, deren „Abbildungskristallisation“ und mit der Rückläufigkeit der Eigenschaftsänderungen durch Kaltreckung, wenn „geglüht“ wird, vor.

Es wäre also meines Erachtens für die Erklärung von passiven Gefügeregelungen unter verschiedenen Bedingungen sowohl Rotation nachrückender Körner und „homoachse Verschweißung“ als auch Drehbewegung im Gitter des Einzelkorns und Inhomogenisierung desselben mit heranzuziehen, zwei Vorgänge übrigens, welche immerhin sehr viel Gemeinsames haben, insofern als sich auch ein Einzelkristall unter Umständen gerade mechanischen Beanspruchungen gegenüber als ideal geordnetes Kristallitenaggregat auffassen läßt.

Was nun letztere Auffassung anlangt, so sei schließlich in diesem Zusammenhange auf etwas Fernerliegendes wenigstens kurz hingewiesen. Wenn wir uns den früher eingeführten und veranschaulichten Begriff des optisch korrelaten Kristallitenaggregates noch einmal vor Augen halten, so erscheinen die flüssigen Kristalle Lehmanns mir nicht als homogene Kristalle, d. h. nicht als Raumgitter, sondern als Teilchenaggregate, welche in bezug auf ihre Oberfläche und äußere mechanische Kräfte geregelt und zwar bisweilen anscheinend optisch korrelierte Aggregate zum Konoskopbild optisch Einachsiger und Zweiachsiger geworden sind.

Es sei vorläufig lediglich hingewiesen auf die Zusammenhänge, welche meines Erachtens bestehen und sich ausgestalten lassen zwischen den Anschauungen über Inhomogenität von Kristallen durch Kaltreckung, wie sie Schmidt in der zitierten Arbeit über Eigenschaftsänderungen durch Kaltreckung entwickelt (Über Kaltreckvorgänge. Jahrb. Hochschule Leoben 1923), ferner Tammanns Einwand gegen Lehmann, daß gewisse flüssige Kristalle Systeme aus Kristallen und Amorphem seien und endlich der hier umrissenen Meinung, daß sich unter den flüssigen Kristallen überaus lehrreiche, auch optisch weiter analysierbare Beispiele dafür finden, daß an Stelle homogener Kristalle unter dem Einfluß äußerer Kräfte nicht nur inhomogene Kristalle, sondern von äußeren Kräften „geregelter Gitteraggregate“ treten können. Es ist auch hier zu erwarten, daß ganz unbeschadet der grundlegenden Beobachtungen Lehmanns sowohl diese als manche Einwände verwertend eine allgemeine Lehre, betreffend die aktiven und passiven Gefügeregelungen in geordneten Aggregaten und in Gittern, treten wird. Der Begriff des geregelten Gitteraggregates, das ist eines geregelten Aggregates aus Teilchen mit Gitterbau, wird sich vermutlich als brauchbar erweisen in Fällen, wo man angesichts der scharfen Fassung des Kristallbegriffs als Gitter nicht mehr gerne von Kristall spricht, auch nicht von „inhomogenem Kristall“ oder „gestörtem Gitter“ und eine autonome Regelung der Teilchen mit Gitterbau hervortritt.

Wenn an Stelle des homogenen Gitters unter dem Einfluß äußerer Kräfte (grobmechanische, Adhäsion, Oberflächenspannung, Schwerkraft etc.) Gitteraggregate treten, deren Optik derart an die optisch korrelierten Kristallitenaggregate (zu den Konoskopbildern Einachsiger und Zweiachsiger mit und ohne stetige Deformation treten) erinnert, so scheint für das Studium der Regelung von Teilchen unter dem Einflusse äußerer Kräfte ein neues Gebiet durch Lehmanns flüssige Kristalle gegeben. Dieses Studium ist optisch im Anschluß an den Begriff des „optisch korrelierten Aggregats“ mit sorgfältiger Berücksichtigung beirrender Reflexerscheinungen möglich und röntgenologisch.

Schließlich bleibt die Frage, ob sich nicht die Umstellung eines Raumgitters zur Beanspruchung, wie sie Polanyi am gereckten Zinkkristall beschrieb, mit denselben drei Annahmen betrachten läßt, welche für die passive Regelung eines ungeordneten Gefüges translätierender Körner gemacht wurden: 1. Translation in den Teilchen der Teilbewegung. 2. Rotation der Teilchen beim Nachrücken. 3. Eine Annahme über die Größe des Widerstandes gegen diese Rotation.

Da sich diese Vorstellungen nur auf die Regelung eines unregulierten Systems anwenden lassen, sind sie auf Gitter erst anwendbar, wenn man annimmt, daß die erste Antwort auf die Beanspruchung eine Störung des Feinbaus durch Teilchenrotation ist, wobei vielleicht sowohl die Inhomogenität der Spannungsverteilung als die des Gitters an den Kristallgrenzen in Betracht kommt. Vor allem aber wäre festzustellen, ob Teile eines Gitters bei mechanischer Beanspruchung Rotationen ausführen können, so daß an Stelle des Gitters ein Gitteraggregat tritt. Dies nun scheint mir durch Lehmanns Abbildungen

fließender und flüssiger Kristalle (vgl. zum Beispiel Tafel 11, 13, 17^a) usw.) wahrscheinlich.

IX. Einige Beziehungen zur Metallographie.

Auf die sehr naheliegende Bezugnahme zwischen Ergebnissen der Metallographie und Petrographie habe ich gerade hinsichtlich deformierter Gesteine lange hingewiesen (vgl. Literatur in Verh. G. B. A. 1923, Nr. 4), es ist dann W. Schmidt (vgl. l. c.) am meisten auf solche Beziehungen eingegangen; im ganzen aber bemerkt G. Tammann (Aggregatzustände) mit vollem Recht die geringe Bezugnahme. Es möge also hier noch einiges namentlich im Anschluß an die durch den letzteren Forscher erfahrene Belehrung angeführt werden.

Die schwierige Frage, inwieferne das Wachsen des Energiegehaltes bei Kaltbearbeitung der Metalle ein Analogon in der Gesteinswelt hat, soll hier nicht erörtert werden. Was aber die Vergrößerung des spezifischen Volumens bei Metallen durch Kaltbearbeitung anlangt, so hat sie in Tektoniten ihr bisher als Volumvergrößerung kaum beachtetes Analogon. In zahlreichen Tektoniten fand anlässlich der Deformation eine Auflockerung des Kleingefüges statt, und das so entstandene tektonische Porenvolumen (vgl. Sander, Über kohlige und bituminöse Gesteine. Mittlg. Geol. Ges. Wien 1922) wird auf verschiedene Weise besetzt: 1. Entweder authigen durch Entmischungsprodukte des Tektonits, welche nach dem Volumgesetz gebildet sind (Ergebnis: Volumvergrößerung des Gesteins) oder nicht. 2. Oder allothigen, z. B. durch Intrusionsderivate, Erze, Bitumina wie in den l. c. beschriebenen Fällen. Es ist also festzuhalten, daß durch tektonische Deformation in sehr vielen Fällen eine Vergrößerung des spezifischen Gesteinsvolumens, in vielen Fällen indirekt eine dauernde Vergrößerung des Gesteinsvolumens mit oder ohne Stoffzufuhr erfolgt. Diese Feststellung scheint angesichts der viel geringeren Volumvergrößerungen, welche schon für tektonische Annahmen in Betracht gezogen wurden, nicht ganz überflüssig. Durch die tektonische Kaltbearbeitung oberer Niveaus gewinnen viele Gesteinskörper direkt und indirekt an Volumen. Kaltbearbeitete Tektonite wachsen in diesem Sinne im allgemeinen und es wäre auch dieser Umstand für die Beurteilung der Massendefekte mit in Betracht zu ziehen. Schon deshalb, weil das tektonische Porenvolumen oft von volumengesetzlich gebildeten Mineralen besetzt und damit das spezifische Gewicht des Gesteins geringer wird, ferner, weil die tektonische Auflockerung der Gesteine sehr beträchtlich wird, so im Tithon von Drežnica 23—37 % (l. c.).

Das genaue Analogon zu der von Tammann (Metallographie, p. 57 ff.) bemerkten Volumvergrößerung der Kristalliten selbst wäre petrographisch erst zu verfolgen; wenigstens habe ich hier und l. c. lediglich intergranulares, tektonisches Porenvolumen ins Auge gefaßt.

Die bei kaltbearbeiteten Metallen auffallende Änderung der Elastizitätsgrenze und des elektrischen Leitungsvermögens durch Kaltbearbeitung ist an deformierten Gesteinen nicht kontrolliert. Eine Änderung aller Eigenschaften, welche im Einzelkorn (Kristall) orientiert sind, ist aber,

wie bereits früher erörtert wurde, in dem aus den betreffenden anisotropen Mineralen bestehenden Gestein in allen jenen Fällen zu erwarten, in welchen die Deformation gradweise Regelung des Kleingefüges mit sich bringt. Es ist zu erwarten, daß sich derartigen anisotropen Gesteinen mit erzwungener passiver Gefügeregelung (Gleitminerale oder nicht —!) mehr und mehr geregelte Metalle an die Seite stellen. Man muß also bei Beurteilung der Eigenschaftsänderungen kaltbearbeiteter Metalle ebenso auf deren mögliche, ja wahrscheinliche Anisotropie durch Kaltreckung Bedacht nehmen wie bei den Gesteinen.

Von Interesse ist ferner ein Hinblick auf die drei Hypothesen für die Eigenschaftsänderungen deformierter Metalle (vgl. Tammann l. c., p. 58) vom petrographischen Standpunkt aus.

a) Zunehmende Bildung neuer Modifikationen bei Durchbewegung. Bildung amorpher Modifikationen durch mechanische Zerstörung der Raumgitter.

Diese Hypothese wird von Tammann für Metalle abgelehnt. Für durchbewegte Gesteine ist soviel sicher, daß sich unmittelbar (vgl. mechanisch-chemische Deformation) und mittelbar neue Minerale bilden, welche die Gesteinseigenschaften vollständig ändern können; mittelbar z. B. durch die Umrührwirkung der Durchbewegung, welche keineswegs nur die Oberfläche vergrößert, sondern auch Körner aneinander bringt welche entweder chemisch aufeinander reagieren, während sie vorher mit den Nachbarn im Gleichgewicht waren, oder Körner eines Minerals in heteroachser Stellung. Ob durch letzteren Umstand eine Anregung zur Kristallitenbildung in vermittelnder Stellung gegeben ist, wie dies Tammann für Metalle annimmt, bedarf erst darauf gerichteter Untersuchungen, ebenso die Frage, ob sich intergranular in Tektoniten echte, röntgenographischer Untersuchung standhaltende Kolloide bilden können, nicht nur die bekannten feinsten, z. B. tonigen Zerreibsel.

Daß Eigenschaftsänderungen nach a) eine sehr große Rolle in Tektoniten spielen, und zwar für die geologischen und technischen Reaktionen des Gesteins entscheidende Eigenschaftsänderungen, ist durch viele tektonische Fazies veranschaulicht, so wenn z. B. aus einem sauren Granit ein Serizitgneis wird.

b) Eine zweite Hypothese bedenkt, daß Druck- und Temperaturänderungen während der Deformation neue irreversible Verbindungen schaffen können, welche bei Wiederherstellung der Anfangswerte bleiben. Auch diese Hypothese wird von Tammann für Metalle abgelehnt, weil schon die Änderung der Temperatur um einige Grade dieselben Veränderungen bedingt wie Druckänderung um einige tausend Atmosphären und Druck ohne Formänderung überhaupt keine Eigenschaftsänderungen bringt.

Vielleicht weist gerade letztere Feststellung darauf hin, daß für die Eigenschaftsänderungen (Nichtskalare) von kaltbearbeiteten Metallen die Möglichkeit von Regelungsphänomenen bei Versuchsanordnungen mit in kritischen Betracht zu ziehen ist.

Die zahllosen Beispiele für die Anpassung der Mineralfazies an Druck und Temperatur machen bekanntlich einen wesentlichen Teil der

Petrographie erstarrter Schmelzen, chemischer Sedimente und metamorpher Gesteine aus. Die innere Reibungswärme bei mylonitischer Durchbewegung von Gesteinen scheint von keinem entscheidenden Einfluß auf die Mineralbildung in Tektoniten. Wenigstens gilt dies für große Gruppen rapturell durchbewegter Tektonite. Doch werden vielleicht sorgfältig auf diese Frage gerichtete Untersuchungen solche Einflüsse erkennen lassen, wenn hierfür Tektonite herangezogen werden, in welchen auf Zeiten stärkster Kaltbearbeitung und raptureller Durchbewegung Zeiten mit lebhafter Kristallisation und „Erstarrung“ des Gefüges folgten, wie in manchen Blastomyloniten.

c) Die dritte Erklärung, deren ausführliche Vertretung durch Tammann (Metallographie p. 59—144) eine außerordentliche Anregung zu lehrreichen petrographischen Parallelen bedeutet, versteht die „Änderung der Eigenschaften bei der Kaltbearbeitung in ihren Hauptzügen als eine Folge der Strukturänderung“. Wir sind in vielen Fällen noch nicht so weit, die erwähnten Parallelen an Gesteinen durchführen zu können, auch nicht an monomykten Gesteinen translatierbarer Minerale. Andererseits möchte ich, wie bereits früher erwähnt, auf die schon ziemlich eingehende petrographische Behandlung der Regelungsfrage und auf die große grundsätzliche Bedeutung der passiven Gefügeregelung für Eigenschaftsänderungen (Vektoren) noch einmal hinweisen, welche in dieser Arbeit so oft erwähnt ist und bei Tammann als Möglichkeit der Gleichorientierung elektrischer Widerstandsvektoren schon etwas zu Worte kommt. Tammanns Theorie der intergranularen Neubildungen (vorhandener oder neuer Art) zwischen heteroachsen Körnern im Sinne einer Vermittlung zwischen dem Ungleichgewicht durch die Berührung stark verschiedener Netzebenen ist hinwieder als Anregung für petrographische Studien zu begrüßen.

Mit Ausnahme der Gefügeregelung, welche in dieser Arbeit eingehend für sich behandelt ist, seien hier folgende Hinweise vorläufig angemerkt.

Die von mir grundsätzlich (z. B. Tsch. M. M., 1915, V. R. A. 1916, Nr. 2) für deformierte Gesteine gemachte Unterscheidung intergranularer und intragranularer Teilbewegung läßt sich leider bei Gesteinen nicht so einfach an ein Trennungsexperiment mit einem polierten Versuchskörper anschließen wie bei Metallen und sind auch für monomykte prägbare Gesteine anscheinend nicht durchgeführt (Marmor z. B.) und nicht so einfach wie bei Metallen durchführbar. Es lassen sich also vorläufig nur in Unrissen die kristallographischen Grundlagen für die Metalldeformation nach Tammann mit denen der Gesteinsdeformation vergleichen.

Als eine Vorbedingung für plastische Kristalldeformation nennt Tammann das Bestehen von wenigstens drei Gleitflächen, welche den Raum für beliebig gerichtete Beanspruchung beherrschen. Die Erfüllung dieser Bedingung durch gleichwertige Netzebenen ist bei den meist kubischen Metallen von vornherein wahrscheinlich; auch bei rhomboedrischem Feinbau (Kalzit).

Die anderen Systeme werden die Ungleichwertigkeit der Gleitebenen hervortreten lassen. Ungleichwertigkeit der heterozonalen Gleitebenen vollkommenes Vorwalten singulärer Gleitebenen bei der Deformation

und ein hoher Grad von mechanischer Anisotropie hinsichtlich der Festigkeitseigenschaften, namentlich die entscheidende große Differenz zwischen Bruchfestigkeit und Gleitfestigkeit kennzeichnen unter den Gesteinsbildnern namentlich die „Gleitminerale“. Die Gleitflächen sind dabei (z. B. Glimmer) zugleich die besten Spaltflächen, was mit der Starckschen Auffassung von Gleit- und Spaltflächen (vgl. Taumann l. c., p. 67) noch nicht ins Einvernehmen gesetzt ist. Wir finden, daß eine für die optische Betrachtung stetige Deformation — wie ich an Stelle von „plastisch“ genauer sagen möchte — mit Benutzung einer singulären Gleitfläche in Gleitmineralien (Glimmer-„Geflechte“, gebogene Glimmer) bei fast beliebiger Beanspruchung des Gesteins eine bedeutende Rolle spielt.

Dieser für die stetige Deformation des Gesteins wichtige Fall fällt nicht unter die Translation oder einfache Schiebung mit Zwillingsbildung, da in einem optisch stetig gebogenen Glimmer die Netzebenen alle Verstellungen gegenüber einer Bezugsfläche zeigen können. Mit dieser Ungleichwertigkeit der funktionierenden Gleitebenen — im Extrem singuläre Gleitebenen — mit der mechanischen Anisotropie in diesem Sinne hängt, wie früher erörtert wurde, das Regelungsphänomen bei nicht kubischen Kristallen bei passiver Regelung (nach meiner Auffassung) zusammen. Und obwohl ich versucht habe zu zeigen, daß sich das Regelungsphänomen unter gewissen Bedingungen durch Translation und rotierendes Nachrücken der Körner verstehen läßt, möchte ich darauf hinweisen, daß die Versuche Polanyis und die auffälligen Anklänge seiner Feststellungen an die Quarzgefügeregel auch eine direkte Einstellung der Raumgitter gegenüber der Beanspruchungsrichtung ins Auge fassen heißen. Polanyi hat (Naturwissenschaften, 1922, 16, zitierte Literatur) festgestellt, daß sich dichtest besetzte Netzebenen quer zur Streckachse (bei Metallen) einstellen und setzt hiefür Drehbewegungen voraus, meines Erachtens für Kristallitenaggregate allerdings nicht zwingenderweise, wohl aber zwingenderweise bei Dehnung eines Einzelkristalles.

Wenn wir in gestreckten Gesteinen die Quarze mit $c \perp$ zur Streckachse finden, in gepreßten Gesteinen die Quarze mit $c \perp$ zur Druckrichtung, so ist das Resultat nicht unvereinbar mit Polanyis: Es hätten sich hiebei ebenfalls dichter besetzte Ebenen quer zum Zug und parallel zum Druck gestellt, also die größten Netzebenenabstände im Sinne der Beanspruchung in die Ausweichrichtung eingestellt, wenn wir, gemäß der so häufigen stengeligen Zerpressung der Gesteinsquarze subparallel c , die dichtesten Netzebenen ungefähr in der c -Zone annehmen dürfen.

Es stellen sich also auch bei der Reckung von Kristallen die Netzebenen zur Beanspruchung ein, ob dies nun kontinuierlich oder durch Umklappen in Zwillingslagen geschieht. Auch an die Fälle von Regelung schief zu s ist angesichts dieser Unruhe zu erinnern, welche bereits weit mehr besagen, als daß es mechanisch erzwungene Gefügeregelung gibt, eine durch Lehmann, Spring, Cesaro und an Gesteinen länger bekannte Tatsache. Eine Drehung der Netzebenen gegenüber einer Bezugsfläche erfolgt bei der einfachen Schiebung als diskontinuierliche Verstellung des Raumgitters ohne sonstige Änderung. Diskontinuierliche

oder kontinuierliche Verstellung des Raumgitters bei Kaltreckung muß also als Möglichkeit für das Studium der Tektonite mit in Betracht gezogen werden; ebenso die oben erörterte mechanische Anisotropie zahlreicher Gesteinsbildner.

Ein dritter Hinweis Tammanns geht dahin, daß die Zahl der funktionierenden Translationsflächen einer Schar geringer ist, als die Zahl der Netzebenen dieser Schar und daß mit der Zahl der Translations-ebenen die Plastizität steigt. Vielleicht handelt es sich übrigens hiebei nicht um gleichzeitiges Auftreten, sondern um ein rhythmisches Weiterschreiten des Impulses zur Translation, wobei das Intervall, die Periode der funktionierenden Gleitflächen vom hydrostatischen Druck und der Temperatur abhängen kann, was für Gesteinsbildner weder verfolgt noch theoretisch erörtert ist.

Es ist eine Frage, bis zu welchem Grade das optische Kriterium verläßlich ist, wenn stetiges Wandern der Auslöschung eine stetige kontinuierliche Verstellung des Raumgitters anzuzeigen scheint, so z. B. im Falle der undulösen Quarze und gebogenen Glimmer. Im ersteren Falle habe ich mehrfach darauf hingewiesen, daß schon durch starke Objektive die Auflösung der Erscheinung in eine unstetige durch diskontinuierliche Verstellung anscheinend mit Rupturen gelingt.

Im Falle des gebogenen Glimmers erfolgen wie bei Biegung eines Papierpakets sichere Gleitungen in 001, welche optisch wirkungslos sind. Auch die Teilbewegungen im Raumgitter der einzelnen Lamellen zwischen den Gleitflächen (001) sind optisch wirkungslos: Allenthalben sind die Radien und Tangenten der Bogen Schwingungsrichtungen so wie \parallel 001 und \perp 001 im uugebogenen Glimmer. Es ist nichts, was immer die Dicke der Lamellen sein mag, optisch nichts von einer intralamellaren Gitterstörung zu bemerken, sondern lediglich die zur Biegung radiale und tangential, also bei Drehung des Tisches stetig wandernde Auslöschung.

Je größer die Lamellendicke, also der Abstand der benutzten Gleitflächen ist, desto eher wäre zu erwarten, daß die Biegebeanspruchung der Lamelle optisch oder röntgenographisch wahrnehmbar wäre. Die Wirkung elastischer Deformation auf die Optik kann bekanntlich eine sehr deutliche sein.

Wenn man nun annimmt, daß die Entfernung der benutzten Gleitflächen so gering wird, daß die intralamellaren Teilbewegungen keine optische Wirkung mehr haben, so wäre die Erscheinung verständlich. Und wir hätten in diesen und ähnlichen Fällen zu schließen, daß der Gleitflächenabstand eine überaus geringe, künftig wohl errechenbare Größe, vielleicht von der Größenordnung der Netzebenenabstände besitzt.

Aus diesen Andeutungen ergibt sich, daß die metallographischen Betrachtungen Tammanns über Kristalldeformation zwar für die Betrachtung der Tektonite heranzuziehen, aber zu modifizieren sind. Ebenso gilt dies hinsichtlich der Plastizität eines kaltbearbeiteten Kristallitenkonglomerats (Tammann l. c., p. 65 ff.). Diese erscheint für Gesteine durch die fünf Bestimmungsstücke Tammanns (1. Zahl der Gleitflächen-scharen, 2. deren Orientierung zur Beanspruchung, 3. Orientierung der

Richtung leichtester Schiebung in den Gleitflächen, 4. Zahl der Gleitflächen gleicher Schar, 5. Reibung der Gleitebenen) nicht bestimmt. Außer diesen lediglich intergranulare Translation berücksichtigenden Bestimmungsstücken wäre selbst bei schärfster Fassung des Begriffes Kaltbearbeitung und demgemäßiger Ausschließung aller Kristallisation, welche für die Plastizität der Gesteine eine sehr große Rolle spielt, doch noch die intergranulare Reibung der Körner anzufügen.

Die genannten Deformationselemente Tammanns sind, wie Tammann bemerkt, im günstigsten Falle für den einzelnen Kristall bekannt, nicht aber für Konglomerate.

Auch hierin scheint mir das Regelungsphänomen zu beachten. Für regellose „Konglomerate“ ergeben sich eben statistische Mittelwerte, für gradweise Regelung aber eben gradweise Regelung aller gerichteten Eigenschaften. Mithin wird die Plastizität des Konglomerats (des Metalls, Gesteins) auch noch von der Regelung mitbestimmt. Es hängt seine Fähigkeit zu stetiger Deformation auch von der Gefügeregelung (Grad, Genauigkeit und Orientierung zur Beanspruchung) mit ab. Denn mit der Regelung übertragen sich sämtliche von Tammann aufgezählte Bestimmungsstücke der Plastizität gradweise auf das Konglomerat (Metall, Gestein) als Ganzes und bestimmen seine plastische oder spröde Reaktion gegenüber gegebener Beanspruchung.

Eine dauernde Änderung der Eigenschaften durch Kaltbearbeitung ist (s. Tammann l. c. 96) nur möglich, wenn die Temperatur zur Zeit der Bearbeitung eine gewisse Distanz zum Schmelzpunkt hat, so daß nicht gleich Rekristallisation eintritt. Hiemit würde die passive Gefügeregelung bei Kaltbearbeitung übereinstimmen, wenn man sie als eine derartige Eigenschaftsänderung durch Kaltbearbeitung auffaßt. Da sich nun aus petrographischen Beispielen ergibt, daß Regelungen bei Rekristallisation durch „Abbildungskristallisation“ übernommen werden können, so wäre es bezüglich der Metalle naheliegend, zu untersuchen, ob nicht irgendwelche durch Kaltbearbeitung geänderten Eigenschaften nachheriges Rekristallisieren überdauern und derart ihre Auffassung als Regelungen nahelegen können.

Auf andere Wechselbeziehungen zwischen metallographischen und petrographischen Gesichtspunkten sei hier nicht eingegangen, jedoch abermals auf die Fruchtbarkeit solcher Betrachtungen hingewiesen. Eine Beachtung der metallographischen Literatur ist für den Petrographen heute unerlässlich; daß die Petrographie manche Priorität da und dort besitzt, geht wohl aus dieser Studie und ihren Hinweisen hervor. Wenn Tammann (Aggregatzustände p. 216) bemerkt, daß kristalline Schiefer zuerst sozusagen Kaltbearbeitung, dann Rekristallisation erfahren, so deckt sich dies ganz mit den eingehenden Darstellungen, welche ich von zahlreichen Tektoniten gegeben habe, gilt aber nicht etwa von allen kristallinen Schiefen. Es geht übrigens sozusagen wohl in jeder „Warmreckung“ eine „Kaltbearbeitung“ voraus, welche nur beim Gießen von flüssigen Schmelzen, nicht aber bei „Bearbeitung“ von Festem gleich 0 wird. Wir sind im Begriffsinventar hier bereits lange ebensoweit und in der Untersuchung bis zur Darstellung aller ungleichen Fälle, was das zeitliche Verhältnis zwischen Deformation und Kristallisation

der einzelnen Minerale des Gesteins angeht, gelangt. Es würde also einen Rückschritt und Verzicht auf bereits gewonnene und begründete petrographische Einsichten bedeuten, wenn man z. B. annehmen wollte, daß es nur „kaltgereckte“ Tektonite mit Translation und „warmgereckte“ Tektonite mit Rekristallisation gebe. Eine derartige Teilung mag deformierte Metalle mehr oder weniger gut umfassen, birgt aber, auf Tektonite angewendet, die Gefahr, daß dabei die Rolle der un stetigen Korndeformation, der intergranularen Gleitung in nachkristallin deformierten Tektoniten, ferner der Holoblastenbildung (mit interner Reliktstruktur) sowie anderer Anzeichen der Teilbewegung in Lösung und der bedeutenden Mobilisation einzelner Minerale in Tektoniten mit überdauernder Kristallisation nicht richtig eingeschätzt würde.

Schließlich möge es auch dem Vergleich der Verhältnisse in deformierten Metallen und Gesteinen dienen, wenn ich zwei auf Grund der vorstehenden Erörterungen erweiterte Übersichten über kristalline Tektonite und Arten der Teilbewegung hinzufüge.

Kristalline Tektonite (Gesteine mit summierbarer Teilbewegung im Gefüge) zeigen in bezug auf ein Mineral, mehrere oder alle Minerale:

1. Mechanisch unversehrtes Gefüge; „vorkristalline Deformation“. Gleichviel, ob die Deformation schnell oder langsam erfolgte, jedenfalls erfolgte nach Deformation noch Kristallisation. Hieher „parakristalline“ Deformation; Abbildungskristallisation deformierter Gefüge; echte Deformationskristalloblastese (z. B. auch kristalline Schieferung nach Becke-Riecke); mechanisch-chemische Deformation, wofern man diese überhaupt als Kristallisationsakt auffaßt. Bei Metallen warmgereckte oder später geglühte.

2. Für die Deformation als Teilbewegung zulängliche mechanische Störung; nachkristalline Deformation.

NB. Mischtypen mit unzulänglicher mechanischer Störung sind häufig.

Die Arten der Teilbewegung im Gefüge, in Gesteinen oft nebeneinander und auf die betreffenden Minerale ausdrücklich zu beziehen:

I. Intergranulare Gleitung.

II. Korndeformation.

A. Vorkristalline.

1. Teilbewegung in Lösung: unmittelbare oder mittelbare (z. B. zeitlich getrennte nach der Deformation.)

2. Teilbewegung in Magmen; Analoga und Übergänge zu 1.

3. Fraglich: Kristallisationen ohne Lösung oder Schmelzung. („Mech.-chem. Deformation“) Rekristallisation bei Glühwirkung oder Warmreckung.

B. Nachkristalline.

1. Stetige (in bezug auf die Optik).

a) homogene (Translationen, Zwillinge durch Schiebung).

b) Bildung von inhomogenen Kristallen bis „Gitteraggregaten.“

2. Unstetige (rupturelle).

Sachverzeichnis.

(Abgesehen vom Inhaltsverzeichnis.)

	Seite
Bedingungen der Deformation	200 ff, 209, 210, 212, 251, 252
Durchbewegung, Bedeutung der	195 ff, 199, 201, 205, 247 ff
Ellipsoidsymmetrie der Gesteine	203, 206, 230
Entmischung, tektonische, der Silikate	208, 211
Faltung	189
Festigkeitsverhalten	191, 198
Generationen, zeitliche der Minerale in metamorphen Gesteinen	192, 195, 212
Gleichgewicht erster und zweiter Art	195, 196
Interim, geologisches	197, 201, 202, 212
Kontrollmaßstäbe bei Streckung	213
Mineralfazies	192 ff
Mobilisation	218
Optisch korrelate Aggregate	223 ff, 244, 245
Petrotektonik, Aufgaben derselben	183, 192, 198, 205
Quarzgefügeregel	216 ff, 219, 249
Rekristallisation	209, 210, 251
Schiebung der Gesteine	202
Stetigkeit, räumliche, der Deformation	199, 200, 205, 240
Teilbewegung, mittelbare	204, 210
Tektonische Fazies und Mineralfazies	192 ff, 206 ff
Ungleichgewicht	194, 197, 198
Volumenvermehrung bei Durchbewegung	246, 211

Inhalt.

	Seite
I. Richtung und Stoffe petrotektonischer Analysen	183
II. Tektonite und Klassifikation metamorpher Gesteine	192
III. Durchbewegung und Mineralfazies; Symmetrie der Tektonite	198
IV. Mechanisch-chemische Deformation der Minerale	206
V. Sekundäre und mittelbare Teilbewegungen; tektonische Entmischung	208
VI. Streckung an Gesteinsgrenzen	212
VII. Zur Deutung geregelter Gefüge	215
VIII. Erörterung einer Hypothese über die passive Regelung von Gefügen translatierbarer Kristalle	237
IX. Einige Beziehungen zur Metallographie	246

Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen.

Von Dr. Walter Schmidt, Leoben.

In der Arbeit „Zur Phasenfolge im Ostalpenbau“, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1922, ist von mir die Anschauung ausgesprochen worden, daß die Scholle der Ötztaler Masse durch eine Jungüberschiebung an ihren Platz gebracht worden sei, den ganzen Ostalpenbau, Pennin und Ostalpin unter sich begrabend. Ich stützte mich dabei auf Vorstellungen, die von Sander in der Arbeit „Zur Geologie der Zentralalpen“, Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1921 über diesen Punkt ausgesprochen worden sind.

In einer Diskussion hierüber wurde daraus die Folgerung gezogen, daß ich annehmen müsse, es sei zu dieser Zeit, also etwa im Jungmiozän, schon das Tauernfenster durch Abtragung geöffnet gewesen. Es fehlen nämlich nach Sander die unterostalpinen Pinzgauer Phyllite zwischen Pennin und Ötztaler Masse über dem Scheitel der Tauern; die Leitlinien des Tauernfensters schmiegen sich an der Brennergrenze nicht um das Fenster herum, sondern kriechen unter die Ötztaler Masse hinein.

Ich habe in dieser Frage keinen Einwurf gegen meine Anschauungen gesehen, denn mit diesem Befunde muß sich jede Auflösung des Baues abfinden: eine Synthese nach einfachem Deckenbau wird hier wahrscheinlich annehmen, daß der Pinzgauer Phyllit hier tektonisch eutfernt ist, ein Weg, den auch ich begehen könnte.

Und doch hat die Anfrage das Wesentliche meiner Anschauung getroffen, daß das Fehlen des Unterostalpins hier hauptsächlich auf Erosion vor der Zeit der Ötztaler Phase zurückzuführen ist, daß schon zur Zeit der Jungphase der Erosionsabtrag des Alpenbaues so weit war, daß diese Bewegungen schon mit der Erosionsoberfläche zu tun haben.

Es beleuchtet diese Anschauung einen der schärfsten Gegensätze zwischen zwei Wissenschaften, der Tektonik und der Morphologie.

Beide kommen zu Vorstellungen über die Oberflächenformen unseres Gebirges für die Zwischenzeit von der Entstehung bis jetzt. Die eine aber von vorne, die andere von hinten her. Die eine, indem sie, von der durch den Bau gegebenen Urform ausgehend, die Abwandlungen dieser sich im Geiste nachzuschaffen sich bemüht, die andere, indem sie, von den jetzigen Formen ausgehend, ihre Vorläufer daraus ableitet. Die Geologie lehrt insbesondere die riesenhaften Gesteinsmassen kennen, die oberhalb der jetzigen Oberfläche ehemals gelegen haben müssen; und es ist ein begreifliches Bestreben, für diese ungeheure Abtragsarbeit möglichst viel Zeit zur Verfügung zu haben, den Erosionsvorgang möglichst zu verteilen. Daraus folgt aber auch die Vorstellung, daß für verhältnismäßig frühe Zeit auch die Gebirgsoberfläche noch hoch über der jetzigen angenommen wird.

Die Morphologie wiederum erkennt in der jetzigen Oberfläche Teile, Altformen, die als Reste früherer Oberflächen anzusprechen sind; wir können sie für unsere Zwecke genügend genau als Endformen von Zyklen im Sinne von Davis beschreiben, andere noch frühere Altformen erschließt sie aus auffälligen Beeinflussungen, welche diese auf die Gestaltung der jetzigen Oberfläche, besonders ihres Flußverlaufes, ausüben.

Es lassen sich oft mehrere Zyklen feststellen, die sich sämtlich vor der Eiszeit abgespielt haben müssen. Bei der Unkenntnis der Zeit, die ein einzelner solcher Zyklus zum Ablauf benötigt, ist ebenso wie früher das Bestreben verständlich, für die einzelnen Zyklen möglichst viel Zeit zur Verfügung zu stellen, sie möglichst weit zurückzuverlegen.

Daraus ergibt sich nun ein fortwährender Anlaß zum Gegensatz zwischen beiden Forschungsrichtungen, da die eine für dieselbe Zeit schon weitgehenden Abtrag und für die Entwicklung eines weitgehenden Zyklus notwendige tektonische Ruhe verlangt, wo die andere womöglich noch gewaltige tektonische Bewegungen bei mächtiger Überlagerung fordern will.

Es ist nun bezeichnend, daß ich, der ich in genannter Arbeit bei meiner Bestimmung für das Alter der Ötztaler Überschiebung wesentlich von morphologischen Kennzeichen ausgegangen bin, nämlich vom Verhalten der Scholle zu den Längstallinien zu einem Resultat gekommen bin, das mich in diesem Zwiespalt auf die Seite der Morphologen stellt.

Der Gegensatz zwischen beiden Anschauungen wird besonders klar, wenn man die Darstellung der Geschichte der Entwicklung von Bau und Oberflächenform der Alpen in Heims „Geologie der Schweiz“ mit den Werken der Morphologen vergleicht, von denen ich nur für einige in der Lage bin, genauer auf die Ansichten einzugehen:

H. v. Staff, „Morphologie der Präglaziallandschaft in den westlichen Schweizer Alpen.“ Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1912.

Lautensach, „Präglaziales Aussehen der Alpen.“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1913.

Machatschek, „Vernehmungsfächen und junge Krustenbewegungen im alpinen Gebirgssystem.“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1916.

Penck-Brückner, „Alpen im Eiszeitalter.“

Klehelberg, „Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen.“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1922.

F. Leyden, „Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge.“ Geologische Rundschau, 13, 1922.

Bei Heim lebt das Gehirge. Bis in die jüngste Zeit vor der Eiszeit gehen gewaltige gebirgsbildende Bewegungen vor sich, gleichzeitig erfolgt der Abtrag der so aufgetürmten Massen, die Ausbildung der Bergformen aus dem Deckenstoß. Die Formen und Bahnen, in denen sich der Abtrag jetzt vollzieht, zeigen keine Verbindung mit dem geologischen Bau des Gebirges, in dem er umgeht, sie sind ein Erbe aus einer früheren Zeit. Und zwar ist nach ihm die Uroberfläche des eben entstandenen Deckenstoßes jene Fläche, die den Bahnen des Abtrages die Wege wies, die dann trotz aller weiteren Formänderungen des Gebirges sich durchgesetzt haben (Heim „Geologie der Schweiz“, II 65 ff. und II, 882).

Die Unvereinbarkeit der jetzigen Oberfläche mit dem inneren Bau ist auch eine Grunderkenntnis, aus der die Morphologie heraus arbeitet, auch für sie muß sie ein Erbe aus einer früheren herrschenden Fläche sein, doch sieht sie in dieser nicht die tektonische Urfläche, sondern eine durch weitgehenden Abtrag aus dem Urbau geschnittene Oberfläche, auf der die Merkmale des tektonischen Baues schon weitgehend ausgefüllt sind.

Bezüglich der Arbeit H. v. Staffs muß bemerkt werden, daß sie sich strenge an den Davisschen Zyklus hält, woher auch seine Vorliebe für die weitgehende Einebnung, die „penepain“, stammt.

Er kommt zu dieser Vorstellung weitestgehender Einebnung aus der Konstanz der Gipfelhöhen her, die er auf diese Weise erklärt, und er verwendet daher andererseits diese Erscheinung wieder, um aus ihr die Existenz der Verebnung und ihrer nachträglichen Verstaltungen in den verschiedenen Gebieten nachzuweisen.

Nachdem aber erkannt ist, daß eine frühere Einebnung nicht die einzige Ursache sein muß, die eine derartige Regelung der Gipfelhöhen erzeugen kann (siehe Penck, „Die Gipfelfur der Alpen.“ Sitzungsbericht der preußischen Akademie der Wissenschaften 1919), so sind die daraus gezogenen Beweisgründe aus der Arbeit zu streichen; es bleiben aber immerhin noch genügend der Erkenntnis wertige Anschauungen darin enthalten.

In der jüngsten Arbeit Klebelsbergs findet sich eine Darstellung der Formengeschichte der Ostalpen. Er findet in den Landschaftsformen Altreste, die er in mehrere Systeme früherer Oberflächen einordnen kann, die jeweils als Endformen eines Zyklus erscheinen. Er führt in diesem Sinne ein altmiozänes und ein altpliozänes Oberflächensystem vor; wir werden uns mit der Altersbestimmung noch zu befassen haben.

Es liegen scheinbar in den Ostalpen die Verhältnisse zur Erhaltung der Altformen viel günstiger, deshalb hat auch die Deckenlehre hier auf die Möglichkeit frühzeitigen weitgehenden Abtrages viel mehr Rücksicht genommen, als es zum Beispiel in der „Geologie der Schweiz“ geschah (Kober „Über Bau und Entstehung der Ostalpen“. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien 1912; Kober, „Bau der Erde“). Allerdings ist Kober hier in einer bedeutend leichteren Lage als Heim, da er die Hauptgebirgsbildung der Ostalpen, die Überschiebung der ostalpinen Decken über die penninischen, in die Kreidezeit verlegt, also die Zeit für den Abtrag leicht zur Verfügung hat.

Wenn ich im folgenden versuche, eine Einigung der beiden Forschungsrichtungen herbeizuführen, so geschieht dies deshalb, weil ich die Verpflichtung fühle, mich mit dieser Fragen auseinanderzusetzen. Denn ich bin in der genannten Arbeit sowohl mit den Anschauungen der Tektonik wegen Betonung des frühzeitigen Abtrages des Deckenbaues als auch mit der Morphologie wegen der Betonung des tertiären Alters des Deckenbaues und der Aufstellung von jungen weitgehenden Bewegungen in den Ostalpen in Widerspruch gekommen.

Es ist klar, daß dieser Versuch mehr zur Form von Fragen und Anregungen als zu fertigen Ergebnissen führen wird. Wir wollen unter-

suchen, welche Gründe dafür sprechen, daß frühzeitig schon ein Großteil des Abtrages des Alpenbaues vollendet war. Es wäre erwünscht, daß wir diese Feststellung für die kritische Zeit, um die es sich im Kampfe der Meinungen dreht, nämlich etwa für das ältere Miozän, erzielen könnten. Es handelt sich hierbei nicht um die Lage der Erdoberfläche zum jeweiligen Meeresspiegel, sondern um die Lage der früheren Oberflächen zur jetzigen, um die Mengen Gesteins, die zwischen den einzelnen Oberflächen entfernt wurden.

Es sind zwei Wege, auf denen wir die Lage einer früheren Erdoberfläche zur jetzigen feststellen können.

Der erste Weg ist dort gangbar, wo die frühere Landfläche so tief liegt, daß sie die jetzige sogar schneidet. Dieser Fall ist dadurch sehr willkommen, daß er oft auch Gelegenheit bietet, Sedimente der früheren zu finden und dadurch eine zeitliche Einordnung der Entstehung zu erzielen.

Die andere Beweisführung ist indirekt, indem man nachzuweisen versucht, daß das Flußnetz eines Gebietes in seiner Anlage das Erbe einer früheren Fläche darstellt, die selbst durch den Abtrag schon ganz vernichtet ist. Dabei ist der Nachweis zu erbringen, daß diese beherrschende Fläche nicht die Uroberfläche ist, was nur durch Negativbeweis möglich ist, indem man zu zeigen hat, daß diese beherrschende Fläche Eigenschaften gehabt haben muß, die der tektonischen Uroberfläche nicht zugekommen sein können. Es liegt darin eine Schwäche der Beweisführung. Außerdem ist auch anderweitig dieser Weg nicht so ergiebig wie der erste; einmal ist es nicht möglich zu sagen, wie hoch die so erschlossene Altfläche über der jetzigen Landfläche gelegen war, wir können nur angenäherte Schlüsse aus der Treue, mit der ein Erbe aus der einen auf die andere übertragen wurde, auf die Menge des zwischen beiden abgetragenen Gesteines machen. Denn die Wahrscheinlichkeit eines Abspringens eines Flusses aus einer einmal vorgegebenen Richtung wird um so größer sein, je weiter er sich durch Einschneiden von der Bezugsfläche entfernt hat.

Dann ist auch auf diesem Wege eine Altersbestimmung der so verschlossenen Fläche nur auf Umwegen möglich.

Die Altmiozanfläche des Ostens.

Für das Ostende des Alpenstammes ist uns der erste Weg gangbar. Durch viele Forschungsarbeiten ist hier die Auflagerung des Jungtertiärs auf das Gebirge festgestellt worden. Ich nenne:

Österreich, „Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit“, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1899.

Göttinger, „Über Alter und Entstehung der Oberflächenformen in den niederösterreichischen Kalkalpen“. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien 1913.

Stiny und Gaulhofer, „Die Parschluger Senke“. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien 1912.

Winkler, „Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs“. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1913.

Winkler, „Über alttertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen“. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien 1914.

Hahn, „Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen“. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien 1913.

- Petraschek, „Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrande“
Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1920.
- Sölch, „Das Grazer Hügelland“. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften
Wien 1921.
- Stiny, „Beziehungen zwischen Talnetz und Gebirgsbau in Steiermark“. Sitzungs-
berichte der Akademie der Wissenschaften Wien 1922.
- Aigner, „Geomorphologische Studien über die Alpen am Rande der Grazer Bucht“.
Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1916.
- Hilber, „Die Taltreppe“. Graz.
- Sölch, „Epigenetische Erosion und Denudation“. Geologische Rundschau, 9.
- Geyer, „Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge“.
Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1913.
- Krebs, „Länderkunde der österreichischen Alpen“.

Wir finden hier am Ostende des Alpenstammes noch Teile der altmiozänen Abtragsfläche der Alpen erhalten, und zwar zum Teil mit den Sedimenten darauf, wodurch ihr Alter feststellbar ist. So sehen wir am ganzen Ostsaume diese Fläche nach Osten hinabtauchend. Die Auflagerungen sind zunächst teilweise kohleführende Süßwasserschichten, teilweise und mit diesen wechselnd grobblockige Konglomerate, anzeigend, daß aus einer naheliegenden Steilstufe kurze Gerinne ihre Gerölle in die Senke schoben: Sinnersdorfer und Radlkonglomerat.

Diese Miozänfläche ist auch im Innern der Alpen als Auflagerungsfläche des Altmiozäns zu sehen, im Klagenfurter Becken, im Lavanttal, im Mur-Mürztale und im Ennstale. Die erste Auflagerung führt in der Regel feinkörnige tonige Sedimente mit Kohlen, anzeigend, daß damals sanft ausgebildete Flächen die Umgebung beherrschten. Nur die Tertiär-vorkommen von Wagrain im Ennstale zeigen in den glimmerreichen kohleführenden Tonen eine bedeutende Einstreu von wohlgerundeten Quarzgeröllen.

So sicher unter den genannten Vorkommen die altmiozäne Abtragsfläche erhalten ist, so ist sie für uns doch aus dem Grunde nicht unmittelbar verwendbar, weil sie deutlich erkennen läßt, daß sie nachträglich verstellt ist. Wenn sie mit der jetzigen Erdoberfläche zum Schnitte kommt, so braucht dies nicht deswegen zu geschehen, weil sie ursprünglich in so geringer Höhe über ihr angelegt war, sondern vielleicht deswegen, weil sie durch die Verstellungen so tief versenkt wurde.

Wenn zum Beispiel die Fohnsdorfer Kohle bis 1200 m unter die Talsohle reicht in einem Becken umgeben von Bergen bis 2400 m Höhe, wenn die Leobener Tertiärbildungen von 1000 m bis unter die Talsohle reichen, ähnliche Angaben für die meisten dieser Tertiärgebiete gemacht werden können, so sieht man, daß mit Verstellungen bis zu einigen tausend Metern Sprunghöhe gerechnet werden kann.

Inmerhin ist die Erkenntnis aus diesen Gebieten wertvoll, daß die Fazies der Ablagerungen für eine weitgehende Verebnung des damaligen Reliefs spricht.

Anschlaggebender sind aber für uns die Fälle, wo in Gipfelregionen der derzeitigen Oberfläche Reste der Miozänfläche erhalten sind, wo also nicht angenommen werden kann, daß sie einer späteren Versenkung ihre Erhaltung verdanken.

Ich möchte hier auf das nach Osten abfallende Pult der Koralpe hinweisen (siehe Winkler), das sich so schön in die Auflagerungsfläche des Tertiärs im Osten davon einfügt, daß angenommen werden kann, daß die Alttertiärfläche sich auch in der Gipfelregion nicht viel über die jetzige erhob.

Ein anderer derartiger Fall sind die bekannten Augensteinfelder der nördlichen Kalkalpen (siehe Götzinger, Geyer, Hahn).

Ich möchte nicht die jetzt sichtbaren Formen der Kalkhochflächen als die altmiozänen Abtragsflächen selbst hinstellen. Die großen jüngeren Kalkalpenschuttmassen im Mur-Mürztale sprechen noch für spätere Abtragsarbeit. Aber groß kann diese nachträgliche Erniedrigung nicht gewesen sein, sonst wäre die Erhaltung der Reste des losen Schotter aus der früheren Zeit auf diesen Flächen nicht möglich.

Die Ausgangsform der Schotter stelle ich mir als ein Sediment wie das Wagreiner Tertiär vor. Die Ähnlichkeit der dem dortigen Ton eingelagerten Quarzgerölle mit Augensteinen ist, was Stoff, Rundung und Oberflächenbeschaffenheit anbelangt, wirklich auffällig. Ich stelle mir daher die Augensteinvorkommen als bei der Ausschwemmung solcher geröllführender Tone zurückgebliebene Reste vor (Mojsisovics. Erläuterungen zur geologischen Karte, Ischl, Hallstatt 1905).

Daß der Ausbildung dieser Miozänoberfläche ein wesentlicher Abtrag vorausgegangen sein muß, läßt sich besonders aus den Ergebnissen Ampferers herleiten („Beitrag zur Geologie der Ennstaler Alpen“, Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1921), wo nachgewiesen wird, daß noch höhere tektonische Einheiten über den Stöcken lagen, von denen nur mehr kleine Reste dem Abtrag entgangen sind.

So lassen sich im Osten unmittelbare Erkenntnisse über die Gestaltung der Alpen zur Altmiozänzeit gewinnen. Eine Abtragsfläche mit sanften Formen hat den tektonischen Bau schon bis nahe an die jetzige Form gekappt.

Gegen Westen lassen diese Erkenntnisse aus. Ich muß annehmen, daß sich die Altmiozänfläche auf größeren Abstand gegen die jetzige und noch über die Gipfelregionen der Hochgebirge erhebt.

Es sind auch aus diesem Gebiet Altformen bekannt. Klebelsberg („Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen“, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1922) stellt eine Reihenfolge der dort erkennbaren verschieden alten Oberflächen auf.

So unterscheidet er neben dem Hochgebirge eine altmiozäne und eine altpliozäne Form als wesentliche alte Teile des alpinen Formbestandes.

Wir müssen daher untersuchen, ob die Altmiozänfläche Klebelsbergs die von uns im Osten festgestellte altmiozäne Abtragsfläche sein kann.

Klebelsberg scheidet den Anteil des Hochgebirges gesondert aus, der als Rest einer früheren Zeit von der jeweiligen Oberflächenumformung nicht restlos der anderen Gestaltung eingefügt werden konnte. Es ist diese Ausscheidung des Hochgebirges einerseits eine sehr glückliche, sie betont aufs beste einen der auffälligsten Formgegensätze. Doch muß darauf hingewiesen werden, daß das Hochgebirge jeweils

auch ein Teil der betreffenden Altfläche war, daß in jedem der Zyklen auch es seine entsprechende Umgestaltung erhielt.

Entwerfen wir uns das Bild der Altmiozänfläche, zu dem Klebelsberg, ausgehend von dem Gebirge südlich von Innsbruck, gelangt. Zu dieser Zeit ist vielleicht das erstmal die Scheidung von Hochgebirge und Vorgebirge im Inneren unserer Alpen vollzogen.

Inselartig erheben sich mit wahrscheinlich kuppig gerundeten Höhen die Massen, aus denen nachmals die Grate und Spitzen unseres Hochgebirges geschnitten wurden, und diese Inseln sind umzogen von tieferen Formen mit sanften Wellen, wie sie jetzt in den Vorbergen der Zentralalpen noch vielfach schön erhalten sind, und diese Senken haben deutlich schon den Verlauf, dem auch die heutige Entwässerung folgt.

Zur Feststellung des Alters verfolgt Klebelsberg diese Altform durch Südtirol (Klebelsberg, „Südtiroler geomorphologische Studien“, Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck 1922);

Klebelsberg, „Zur Morphologie der Lessinischen Alpen“; Levy, „Ostalpine Formenstudien“, 3/1, 1922).

Er kann sie weiter durch das Pustertal verfolgen auf das Ostende der Tauern (N. Creutzburg, „Die Ankogelgruppe“; Levy, „Ostalpine Formenstudien“, 2/1, 1921).

Derselbe Formenschatz zieht dann weiter nach Osten, hier im wesentlichen aufgedeckt durch die Arbeiten Slanars („Geomorphologische Probleme der östlichen Zentralalpen“, Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien, 1916), und neuerdings durch die Arbeit Aigners („Geomorphologische Beobachtungen in den Gurktaler Alpen“, Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, 1922.)

Wir finden hier dieselben Formgegensätze wie im Westen wieder. Ein Hochgebirge, in einzelnen Inseln erhalten, hier nur mehr teilweise glazial ausgestaltet, und rings um diese Inseln das ehemalige Vorgebirge, in einzelnen breiten Auslaufrücken sich verflachend. Diesen selben Typus finden wir aber bis in den äußersten Osten, auch hier haben wir mit scharfer Abgrenzung das Hochgebirge, in dem Falle aber ohne glaziale Umformung, Gleinalpe usw., und vor ihnen wieder das Mittelgebirge, die weiten Senken zwischen diesen Inseln mit seinem Gewelle ausfüllend.

Diese Altfläche des Mittelgebirges ist aber jünger als das Altmiozän, sie kappt nicht bloß die altmiozänen Braunkohlenablagerungen, sondern auch die jüngeren Konglomeratmassen, die über diesen abgelagert sind.

Es hat allerdings diese Beweisführung eine Lücke, es steht nicht über jeden Zweifel erhaben, daß diese kappenden Flächen des Ostens nicht einem jüngeren System angehören.

Es sei daher noch auf andere Unstimmigkeiten, die sich aus Klebelsbergs Auffassung ergeben, hingewiesen.

Das Altmiozän hat in den Zentralalpen, wie schon oben betont, starke Störungen im Ausmaße von wahrscheinlich mehreren tausend Metern Sprunghöhe erlitten, nicht so die in Rede stehende Verebnungsfläche, von der er selbst angibt, daß im Bereiche der westlichen Zentralalpen Verstellungen bisher nicht mit Sicherheit angegeben werden können. Im Osten sind schärfere Einblicke gestattet, hier kann man

auch Verstellungen dieser Fläche feststellen, doch halten sie sich in der Verstellhöhe weit unter dem Ausmaße der Miozänverstellungen, so daß die Aufeinanderbeziehung der einzelnen Flächenreste zu einem Körper nach der Höhe mit einer Streuung von nur einigen hundert Metern befriedigend möglich ist. Die Möglichkeit, die Kohlenflötze der verschiedenen Alttertiärvorkommen hier nach der Höhenlage aufeinander beziehen zu können, wäre ein sehnlicher Wunsch des Berghaues, aber die Erfahrungen über Verwerfungshöhen schließt dies vollkommen aus.

Ferner sei darauf hingewiesen, daß die Altfläche Klebelsbergs im wesentlichen schon die Abflußwege der Jetztzeit weist.

Die Altmiozänfläche dagegen hatte ein grundsätzlich anderes Talnetz, aus ihr wurde ja der Schutt der Zentralalpen nach Norden hinaus über die Kalkhochflächen gestreut. Erst später sehen wir die Umlenkung des Flußnetzes, die dann die großen Kalkschuttkegel im Murtaleschuf.

Ich komme daher zu dem Schlusse, daß das altmiozäne Oberflächensystem Klebelsbergs wesentlich jünger ist, als er annimmt, und verweise in der Sache auf den ganz ähnlichen Meinungsgegensatz, in dem er sich Brückner und Koßmat gegenüber befindet, die beide auch Hochflächen in den Julischen Alpen in das pontische System einbeziehen, während Klebelsberg sie als altmiozän ansehen will.

Gleicherweise stellt auch Leyden die Altfläche Klebelsbergs nicht der Dürrensteinphase, der Augensteinphase an die Seite, sondern der Eckenbergphase.

Auch ich bin geneigt, diese Altformen Klebelsbergs als etwa pontisch anzusehen.

Nichtsdestoweniger bin ich überzeugt, daß diesem System auch in den westlichen Ostalpen ein etwa im Altmiozän abgeschlossener Zyklus weitgehender Abtragung vorangegangen ist.

Altatrag im westlichen Teile der Alpen.

Nur am Ostende des Alpenstammes konnten wir die altmiozäne Abtragsfläche unmittelbar nachweisen; für den übrigen Teil läßt uns diese Beweisführung im Stiche, wir müssen den anderen Weg, den wir oben schilderten, gehen, aus dem Flußnetz Schlüsse auf die frühere Beschaffenheit der Oberfläche zu ziehen.

Eine Grunderkenntnis, in allen Darstellungen dieses Teiles der Alpen herrschend, ist die, daß in weiten Gebieten das Flußnetz unabhängig ist von dem Bau des Gebirges, in dem es gerade arbeitet; die Anlage des Flußnetzes ist ein „Erbe“ aus früherer Zeit, und wir müssen untersuchen, ob die Verteilung des Abflusses, wie er jetzt erfolgt, schon zu der Zeit erfolgte, wo der Deckenbau aufgerichtet wurde, oder ob eine spätere Abtragsfläche und deren Verstellung dies besorgte.

Das Flußnetz des mittleren Teiles der Alpen zeigt eine auffällige Regelung, das Beherrschende sind die Längstalzüge. Es ist dies ein höchst auffallendes Bündel von Kerben; eine Gruppe im Norden, schräg gegen Nordosten das Alpenstreich schneidend, Rhone-Rheinlinie, Innlinie, Salzach-Ennslinie, Mur-Mürzlinie. Im Süden eine durchlaufende Linie, die Veltlin-Draulinie (siehe später).

Nur die Rhone-Rheinlinie hat eine Lage, die vermuten ließe, daß sie durch den Deckenbau vorgezeichnet sei, sie verläuft ziemlich in der Lage der penninischen Hauptstirne. Die anderen laufen alle, ganz unbekümmert um den Deckenbau, aus einer tektonischen Einheit in die andere, sind also jünger als dieser. Ich glaube daher auch, daß die Rhone-Rheinlinie, die sonst sehr schön in das Bündel hineinpaßt, jünger ist und nur die gerade günstige tektonische Lage benützt hat.

Im Osten treten diese Linien nun mit Alttertiär in Verbindung: im Salzach-Ennstal, Mur-Mürztal und im Drautal. Hier ist die Entstehung dieser Kerben als altmiozän bestimmt. Daß ich dieses Alter auch für die übrigen dieser Linien annehme, ist in der Geschlossenheit der Gruppe begründet.

Man könnte die Gebundenheit des Ablaufes an diese Linien als Erbe bezeichnen, als Erbe aus der Zeit, in der zum ersten Male die Verwerfung Kerben in die damalige Landoberfläche schnitt, denen der Abfluß folgen mußte. Man könnte ferner folgern, die damaligen Formen seien so wenig ausgesprochen gewesen, daß ihnen gegenüber die Sprungkanten so bedeutend waren, daß diese allgemeine Umlenkung des Flußnetzes die Folge war. Es wäre damit eigentlich der Nachweis weitgehenden Abtrages der Alpen zu dieser Zeit erbracht.

Doch will ich diesen Weg nicht begehen.

Denn die Gebundenheit der Täler an diese Linien scheint mir nicht allein ein Erbe der damaligen Kerben in der Oberfläche, sondern auch durch andere, noch jetzt wirkende Ursachen bedingt zu sein.

Untersuchungen an Zersplitterungen der Mur-Mürzlinie („Zur Oberflächengestaltung der Umgebung Leobens“, Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien 1920) haben mich die außerordentliche Verdrückung der Gesteine im Zuge dieser Linien kennen gelehrt. In diesem Sinne wäre die Gebundenheit der Flüsse an sie als Subsequenz aufzufassen. Andererseits zeigt es sich, daß an diesen Linien vielfach auch jüngere Bewegungen auftraten, wodurch ihr Einfluß sich stets aufs neue geltend machte.

Wollen wir also diese Art Regelung nicht als Beweisgrund gelten lassen, so ist es rätlich, zunächst Gegenden aufzusuchen, wo der Einfluß dieser Linien fehlt.

Mit der Umbiegung der Alpen im Westen endet die Herrschaft der Tiefenlinien, endet die einheitliche Beanspruchung, die diese Formen hervorrief.

Das Talnetz im Westen bietet ein Bild völligster Ungebundenheit. Es hat seine Darstellung gefunden in den mir leider nicht zugänglichen Arbeiten Lugeons.

(„La loi des vallées transversales des Alpes occidentales“; „La histoire de la Isère“, Bull. de la soc. vaudoise sc. nat. 33, 1897.

„Recherches sur l'origine des vallées des alpes occidentales“, Ann. d. geogr. 10, 1901.)

Der Abfluß dieses Gebietes ist geteilt zwischen Po und Rhone. Die Wasserscheide verläuft äußerst wechsellvoll im Zickzack, unbekümmert um den geologischen Bau des Gebirges, einen langen Kampf beider Seiten mit verhältnismäßig gleichen Kräften anzeigend.

Die auffälligste Unabhängigkeit zeigt aber der Lauf der Flüsse gegen Westen, Isère, Arc, Romanche. Aus dem Gebiete des penninischen Deckenbaues kommend, schneidet jeder rücksichtslos durch das vorliegende herzynische Massiv der Belledonnekette durch, als ob diese gar keine andere Bedeutung hätte als die hinterliegenden Gebiete.

In Erkenntnis dieser Unvereinbarkeit des Talnetzes mit der jetzigen geologischen Umgebung sieht Lugeon diese Anordnung als ein Erbe an, und zwar teilt er die Ansicht Heims, daß die richtunggebende Fläche die Uroberfläche des Deckenbaues war, vielleicht durch eine Flyschmasse oben noch ausgeglichen.

Dieser Erklärungsweise steht die von Staff gegenüber, der aus der Unabhängigkeit des Talnetzes auf eine Zeit schloß, wo weitgehende Abtragung den Urbau schon so verwischt hatte, daß eine neuerliche, wenn auch nicht bedeutende Aufwölbung ein Talnetz, frei von jeder tektonischen Vorzeichnung, schaffen konnte, das sich dann als antezedentes Netz späteren Verstellungen gegenüber erhielt.

Wollen wir zwischen beiden Anschauungen wählen, so ist es gut, sich einmal eine Vorstellung zu machen, wie die Uroberfläche des Deckenbaues den Wasserabfluß gegen Westen beeinflußt haben dürfte.

Dieses Gebiet ist im Bau vor den anderen Gebieten der Westalpen ausgezeichnet. Im Osten davon, in den Schweizer Alpen, sehen wir, wie der Trog des Penninbaues, im Norden begrenzt durch die herzynischen Massive, übergelaufen ist, wie sich über den Trogrand nach Norden noch helvetische, penninische und unterostalpine Decken ins Vorland ergossen haben, und gleich südlich davon finden wir ein gleiches Überströmen im Tore der Embrunais zwischen Pelvoux und Mercantour.

Aber zwischen Mt. Joli und der Embrunais fehlt jedes Anzeichen dafür, daß die Massenfällung des Troges übergelaufen ist; zu mächtig war hier der herzynische Rand des Troges, eben der Rand, der in dem Talnetz so gar nicht in Erscheinung tritt.

Ich kann mir nicht anders vorstellen, als daß sich dieser ehemals so mächtige Wall zum mindesten als Staustufe in der Oberfläche hätte abbilden müssen, falls schon Deckenmassen, die keinesfalls bedeutend gewesen sein konnten, ihn überschritten hätten, wahrscheinlicher aber ist es mir, daß hinter ihm die penninischen Decken in Stirnen brandeten. Auf jeden Fall ergibt sich die Forderung, daß innerhalb dieser Massive eine Rinne der Uroberfläche jene begleitete. Dies läßt erwarten, daß an dieser Stelle, an der Innenseite der Belledonnekette, ein Sammler den ganzen Abfluß dieses Gebietes zusammenfaßte und nach Norden oder Süden ausführte, falls wirklich noch das Erbe aus der Urzeit hier herrscht; hiebei ist zu bedenken, daß ein solcher Sammler durch Vereinigung einer großen Wassermenge so günstig gestellt ist, daß er im Laufe eines stetigen Abwandlungsvorganges nur schwer aus dem Bilde zu tilgen ist.

Hievon ist aber nichts zu sehen.

Aus diesem Grunde bin ich der Anschauung, daß in der Geschichte dieses Gebietes eine Unstetigkeit vorkomme, daß weitgehender Abtrag hier das Erbe aus der Urzeit so weit verwischt habe, daß eine nach-

trägliche, nicht besonders starke Aufwölbung genügte, um den ganzen Ablauf neu einzustellen.

Es ist eine eigenartige Erscheinung, daß das, was der tektonisch so mächtige Trogrand nicht bewirkt, ein Sammeln des Abflusses herbeizuführen, die Jungphase der Gebirgsbildung leicht erzwang. Nicht hinter der Mauer der Belledonne, sondern vor ihr im Graisivaudan werden alle diese Flüsse in einem Sammler vereinigt, und Ursache davon ist die erste subalpine Kette.

Es ist auch naheliegend, in den Tälern des Lac d'Annecy und des Cherean die abgekappten Rumpfe der Isère und des Arc zu sehen.

Dies ermöglicht uns auch, das Alter der Anlage des Flußnetzes abzugrenzen. Da die Anlage der voralpinen Ketten sarmatisch ist, die Ablenkung in den Sammler vielleicht später fällt, so wäre das jüngste Alter des Talnetzes vielleicht sarmatisch. Wir kämen damit für die Ausgleichung der Gebirgsoberfläche in die vorsarmatische Zeit, ohne dabei aber die hintere Grenze zu kennen.

Gehen wir von hier nach dem Osten, so wird die Entscheidung schwieriger. Die scharfen Linien, die die Längstälzüge dem Flußnetze aufzwingen, erschweren das Urteil, wie weit noch Erbe der Urform vorhanden sein kann.

Einen schweren Einwurf gegen die Abstammung aus der Urzeit des Alpenbaues sehe ich darin, daß eine der gewaltigsten Jungbewegungen, die die Geologie der Schweiz sogar in das obere Pliozän verlegt, nämlich die insubrische Falte, so gar keinen Einfluß auf die Gestaltung des Flußnetzes nimmt. In einer riesenhaften Welle soll zum Schlusse der ganzen Alpenentstehung der Deckenbau vor der noch einmal andrängenden Dinaridenscholle aufgewölbt worden sein. Und diese Großform bildet sich, abgesehen von den Walliser Hochbergen, wo die Wasserscheide einigermaßen gut die ehemalige Lage dieses Walles einnimmt, in der Flußanordnung so gut wie gar nicht ab. Nach Heim wiegt der Einfluß des älteren Erbes vor, die Welle wäre also antezedent von den Flüssen während der Aufwölbung durchsägt worden. Bei einer Auffaltung von den Ausmaßen wie hier macht mir diese Vorstellung Schwierigkeiten. Ich will gar nicht mit dem Einwurf kommen, daß nach den Erfahrungen im Osten sich so junge und so gewaltige Verstellungen wie hier sogar in den Gipfelhöhen noch bemerkbar machen müßten, da ich im folgenden Einspruch gegen die Altersbestimmung der insubrischen Phase erheben muß.

Auch hier wieder der Verdacht, daß diese ganze Welle durch Abtrag aus dem Bilde der Alpen schon vollkommen ausgetilgt war, als die Anordnung des jetzigen Flußnetzes einsetzte.

Eine andere Stelle auffälliger Nichtübereinstimmung ist das Tessin. Auch hier wieder eine ausgezeichnete Stelle im Alpenbau. Es heht sich hier der Trog des Penninbaues in die Höhe, so daß hier die tiefsten Decken zutage treten. Darüber müssen wir uns noch die mächtigen höheren Pennindecken von der Leonedecke bis zur Dent Blanchedecke und noch die unterostalpinen gehreitet denken, um uns das Bild des vollendeten Deckenbaues vorstellen zu können. Eine gewaltige Querfalte, in neuester Zeit von Argand vermutet, von Preiswerk nachgewiesen,

verdoppelt noch einige Decken, so daß die Menge Gesteines, die dem Abtrag verfallen sein muß, in die 30 km angegeben wird.

Und dieses Gebiet riesenhafter Anfwölbung des Baues ist nun zugleich das, in welchem von Süden her der Tessin und seine Nebenflüsse in die Alpen einbrechen, die Wasserscheide weit nach Norden verlegen, und zwar weit über den Punkt der größten tektonischen Aufwölbung hinaus, während östlich und westlich davon die Wasserscheide beiläufig die Lage hat, die wir von ihr erwarten können. Auch wenn wir annehmen, daß der Tessin durch seine tiefe Erosionsbasis vor den Flüssen der Nordseite begünstigt ist, ist er es doch nicht so vor seinen Nachbarflüssen der Südseite, daß dadurch erklärbar wäre, warum gerade an der Stelle, die durch die Urfläche am wenigsten dazu einladend erscheint, ein so weitgehender Einbruch eines Flußgebietes erfolgt ist.

Ich muß daher auch diese Eigenart der Ablaufverteilung auf eine nachträgliche Verstellung oder Schrägstellung zurückführen. Diese Senkung kann nur einen so geringen Betrag gehabt haben, daß sie das tektonische Bild der Hochlage des Baues nicht zerstörte, mußte aber anderseits genügend groß gewesen sein, um die damalige Oberflächenform in der Weise umzuformen, daß sie restlos nach Süden zinspflichtig wurde.

Das heißt, zu dieser Zeit dürfte sich die Aufbeulung des Deckenbaues nicht mehr wesentlich in der Oberflächengestalt ausgedrückt haben, die Deckenlast über diesem Gebiete mußte schon weitgehend abgetragen gewesen sein. Also auch hier wieder die Forderung, daß nicht die Uroberfläche maßgebend ist für die Anordnung des Talnetzes, sondern eine spätere, durch Abtrag entstandene, mit ihren nachträglichen Verstellungen.

Dies sind zwei der ausgesprochensten Fälle, die die Freiheit der Wasserablaufwege von den Vorzeichnungen der Großtektonik belegen, ähnliche weitere liefert die Betrachtung einer jeden Übersichtskarte.

Nun gibt es aber in den Alpen einzelne Inseln, welche sich von dem übrigen Bereiche unterscheiden; hier finden wir eine deutliche Übereinstimmung der Anlage der Talwege mit den Formen, die wir als Uroberfläche des letzten tektonischen Vorganges voraussetzen können.

Eines dieser Gebiete ist der Bereich der Schweizer Voralpen zusammen mit dem der helvetischen und romanischen Decken (vergleiche Heims, „Geologie der Schweiz“, II, 69).

Betrachten wir, wie die Uroberfläche dieses Gebietes nach Erstellung des letzten Vorganges der Gebirgsbildung ausgesehen haben muß: Von den Höhen des Aaremassivs erstreckte sich das Pult der Deckenoberfläche nach Norden; mit einer im Streichen durchlaufenden Muldenform geht es über in die auf die Mollasse aufgefahrene Stirne, die wieder einem im Streichen recht zusammenhängenden Wall gebildet haben dürfte.

Betrachten wir das Talnetz dieses Gebietes, so sehen wir es in gutem Zusammenhange mit dieser Ausgangsform.

Eine Reihe freier Folgeflüsse läuft noch jetzt, vererbt von der Pultfläche, nach Norden abwärts. Der Muldenzug hat ein Sammeln dieser

Ablaufsrinnen innerhalb der Stirnwelle in ganz deutlichem Maße bewirkt, sehr ausgesprochen im Aaregebiet, wo Aare, Lütchine, Kander und Simme gesammelt werden, ausgesprochen auch an der Reuß, wo sich in der Randmulde Engelberger Aa, Aa und Muota zu ihr schlagen. An einzelnen schwachen Stellen des Stirnwalles bricht dann der Ablauf nach Norden ins Mollasseland durch.

Noch kräftiger als Sammler wirkt aber das Faltengebirge des Jura, welches Linth, Reuß, Aare, ehemals auch Rhone und Drance einheitlich zum Rheine zwang (vergleiche Lugeon, „La loi de formation des vallées transversales des Alpes“, Bull. de la soc. vaudoise sc. nat. 33, 1897).

Dieses Flußsystem hat noch recht die ursprünglichen Züge und gering sind die Abänderungen, die sich nachträglich daran einstellten. So hat allerdings nach Abtragung des höchsten Teiles der Deckenmassen der dort als Band zutage tretende Flysch der Unterlage zu einer Folge von subsequenten Tälern mit Jöchern dazwischen Anlaß gegeben. Doch hat dies infolge der Gleichwertigkeit der verschiedenen Folgeflüsse, die da in Kampf treten könnten, nicht zur Ausbildung subsequenter Sammler geführt.

Nur im Osten sind Linth, Sernf, Seez Flüsse, die in ihrer Anlage deutlich den Einfluß des weichen Gesteines verraten.

Daß in diesem Gebiete, welches im Flußverlauf so deutlich den Einfluß einer schrägstehenden Bezugsebene darstellt, sich die Gipfflur doch schon vollkommen eingestellt hat, trotzdem die Bezugsebene sie spitz schneidet, wie dies Heims „Geologie der Schweiz“, II, 66, darlegt, ist einer der stärksten Beweise dafür, daß das Auftreten einer Gipfflur nicht unbedingt eine vorhanden gewesene Verebnungsfläche voraussetzt.

Es ist nun leicht zu erkennen, was die Ursache ist, daß in diesem Gebiete so weitgehend der Zusammenhang zwischen Bau- und Flußnetz erhalten ist: hier hat sich eine der jüngsten tektonischen Großbewegungen abgespielt; der Vorschub der helvetischen Decken auf die Mollasse ist nachsarmatisch, das gleiche Alter hat auch die Auffaltung des Jura.

Ein anderes Gebiet befriedigender Übereinstimmung sehe ich in den Ostalpen.

Ich habe in der eingangs erwähnten Arbeit „Zur Phasenfolge im Ostalpenbau“ das Bild einer Jungphase geschildert, die, das Wirken der insubrischen Phase fortsetzend und übertreibend, den Bauunterschied zwischen West- und Ostalpen erzeugt.

Es ist das die Vorstellung, daß zur Zeit der Jungphase, der Ötztaler Phase, die Ötztaler Masse als Einzelscholle von ziemlich demselben Umriß, wie sie ihn heute besitzt, von Süden gefördert wurde, den ostalpinen Bau unter sich begrabend; daß entsprechend diesem Vorschub hier der Dinaridenvorstoß viel weitergehend war als der insubrische Vorstoß in der Schweiz, auch in bedeutend jüngere Zeit andauerte, daß diese ungewöhnlich weite Vortragung der Dinaridengrenze an der Judikarielinie als an einer Blattverschiebung un stetig einsetzt, südlich Sterzing ihren größten Betrag erreicht und gegen Osten allmählich

abklingt, so daß von Villach nach Osten die Dinaridengrenze wieder ihre normale Lage erreicht.

Es war mir damals entgangen, daß die Vorstellung von Judikarielinie und Etschbucht als Ergebnis eines Vorstosses der Dinariden schon in Heritsch' „Bauformel der Ostalpen“, N. Jb. 1915, 162, enthalten ist, weshalb ich das Versäumnis der Anführung hier nachhole.

Die Anschauung, daß diese Bewegungen sehr jung sind, entstand aus der Erkenntnis, daß diese Schollen die Längstäler unterbrechen, über sie hinaus vorgefahren sind, so die Ötztaler Scholle über die Innlinie, die Dolomitscholle über die Veltlin-Draulinie, der Vorschub muß also jünger sein als die Anlage der Linien.

Sehen wir nun, wie sich diese Gebiete in der Talbildung aussprechen.

So wie tektonisch dieser Bereich den Vorstoß des Südens bedeutet, langt hier auch das Flußgebiet des Südens mächtigst nach Norden vor.

Die ganze Etschbucht und Dolomitscholle gehört ihm einheitlich an, und darüber hinaus in das Gebiet des Vorstosses der Ötztaler Scholle greift noch die Etsch nach Norden.

Letztere Scholle selbst aber verhält sich ablehnend gegen die Etsch, diese kann nur mit zwei Zweigen, Etsch und Eisack, ihrem Rande folgen und kurze Randbäche aus ihr aufnehmen.

Die Ötztaler Alpen selbst aber zeigen lange, gleichlaufende Tal-furchen nach Norden zum Inn, Kainertal, Pitztal, Ötztal, Stubai, gleich als ob sie eine gegen Norden sich senkende Tafel gewesen wären, auf deren Hauptabdachung sich freie Folgeflüsse entwickelt hätten, während ihr abweisender Südrand nur begleitende Gerinne gestattet hätte.

Steht so die Anlage des Flußnetzes in befriedigendem Zusammenhang mit der von uns angesprochenen geologischen Bedeutung der Scholle, so wäre es von Wichtigkeit, zu wissen, ob sich letztere auch in den Geländeformen ausspricht. Klebelsberg läßt seine Altform auch auf die Ötztaler Gruppe übergreifen. Wir haben die Zeit dieser Altform bedeutend später angesetzt als Klebelsberg, ich habe dafür etwa ein altpliozänes Alter vorgeschlagen. Demnach fiel der Ausschub der Ötztaler Masse in die Zeit zwischen Altmiozän und Altpliozän.

Die Frage ist, ob sich feststellen läßt, daß diese Altform in der Ötztaler Masse sich anders ausspricht als in anderen Alpentteilen, ob noch in dieser Zeit die Sonderstellung dieses Gebietes die Entwicklung der Oberflächenform beeinflusste. Es läßt sich dies nur durch Feldarbeit feststellen, ich will hier nur auf zwei Punkte hinweisen:

Das Hochgebirge der Ötztaler scheint viel geschlossener zu sein als das der übrigen Alpentteile des Ostens, ferner kann man auf der ganzen Reise durch die alpinen Nordlängstäler nirgends zentralalpines Hochgebirge sehen als hier an der Ötztaler Scholle.

In meiner Arbeit ist ferner dargestellt, daß im Osten von diesem Querschnitte der Ausschub der Ötztaler Scholle ersetzt ist durch eine Antikline, die, vor der andrängenden Dinaridenscholle herbewegt, den sekundären Südrahmen des Tauernfensters bildet, ein Vorgang, der der älteren insubrischen Welle der Westalpen ganz gleichgeartet ist.

Wir müssen uns die durch diesen Vorgang neugeschaffene Urfläche als eine durch sekundäre Mulden unterteilte Wellenform vorstellen. Und wir sehen wieder, daß dieses Gebiet den entsprechenden Plan des Talnetzes zeigt, die langen Linien des Gail-, des Drau-Weißenseetales, dazu gleichlaufend den Zug Mühlbachertal—Raintal—Defereggental und vor der Stirne der Antikline, vielleicht subsequest beeinflusst, Ahrntal, Virgental, unteres Mölltal.

Ich habe damit diese Talstücke ausdrücklich aus dem Verbande der alten Längstalzüge, für die wir altmiozäne Entstehung annahmen, ausgeschieden. Ich fühle mich dazu berechtigt, diese Trennung durchzuführen, weil sie eben zum Gebirgsbau in enger Beziehung stehen, während die Längstäler davon weitgehend abweichen, weil ferner ihre Richtung auffällig im Gegensatz zu der von dem südlichen Längstalzuge gut eingehaltenen Ost-Westrichtung abweicht, während das untere Drautal von Villach abwärts nicht bloß der Richtung, sondern auch der Lage nach mit der Veltlinlinie übereinstimmt. Es sei auch darauf hingewiesen, daß das Verbreitungsgebiet des Kärntner Tertiärs, Kohlen von Liescha, Sattnitzkonglomerat sich auffällig auf letzteren Teil beschränkt; nur das Sattnitzkonglomerat des Bleiberger Tales macht davon eine Ausnahme, weist aber schon durch seine Höhenlage darauf hin, daß es vielleicht der verdrückten Fortsetzung dieser älteren Linie angehört.

Es ist wohl im Sinne der Auffassung Sanders über das Tauernwestende und Heritsch' (l. c.), daß bei diesem Anschube des südlichen Tauernrahmens auch eine Umbildung des penninischen Teiles der Tauern selbst erfolgte. Ich möchte diesem Vorgange die Anlage des Talzuges Pfitsch-Zemmgrund zuschreiben, ferner der Aufwölbung, die die Tauern dadurch nochmals erlitten, die schön konsequente Anlage der Tauernflüsse zur Salzach.

Fortschreitende Erkenntnis wird es vielleicht ermöglichen, auch noch andere Talzüge den Ausklängen dieser Jungphase zuzuordnen. Ich denke dabei zum Beispiel an die Liesing-Paltenlinie, die die Richtung der Längstäler spitz schneidet; sie ist jünger als die Mur-Mürzlinie, dies ergibt sich daraus, daß im Murtal westlich von St. Michael, südlich der Liesing-Paltenlinie Schotter obermiozänen Alters liegen, die durch Dachsteinkalke, Adnetter Kalke, Gosaubreccien die Herkunft aus den Kalkalpen verraten. Wäre die Liesing-Paltenlinie zu jener Zeit schon als Tiefenlinie vorhanden gewesen, so wäre diese Schottereinfuhr aus den Kalkalpen nicht denkbar. Anzuregen wäre auch, ob nicht die Klobensteinphase Leydens „Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge“, Geologische Rundschau 1922, mit ihren längslaufenden Tiefenlinien dieser Phase zuzuordnen ist.

So finden sich in den Alpen einzelne Bereiche, in denen eine gute Stimmigkeit zwischen geologischem Bau und der Anlage des Talnetzes herrscht. Und dies sind ausdrücklich solche Stellen, wo die Tektonik Jungbau vermuten läßt. Ringsum aber liegen Gebiete bar eines Zusammenhanges zwischen Anlage der Gerinne und dem geologischen Bau.

Es läßt sich dies ja nicht für die Beantwortung unserer Frage verwenden, oh unsere Alpen schon zur Zeit des Altmiozäns einem weitgehenden Abtrage verfallen waren, bietet aber eine willkommene Ver-

knüpfung zwischen Tektonik und Geologie, indem es sagt: Die Vorgänge, die jünger sind als diese Jungphase, sprechen sich noch in der Oberflächenform aus, was älter ist, ist im Gelände verwischt. Und die Zeit, von der an wir erwarten können, noch Abbilder des Baues in der Gestalt zu sehen, ergibt sich als Obermiozän bis Altplozän.

In diesem Sinne möchte ich meine Bedenken gegen die Aufstellung der Phasenfolge der Alpengeschichte aussprechen, die Heim in der „Geologie der Schweiz“, II, 882, entwirft.

Auffallend ist an ihr die späte Einstellung der insubrischen Phase in das oberste Plozän bis unterstes Diluvium. Es ist mir nicht möglich, die Gründe dieser Einordnung zu würdigen, da mir die Ausgangsarbeit, Argands „Plissements précurseurs et Plissements tardifs des chaînes des montagnes“ Actes soc. helv., Neuchâtel 1920, nicht zur Verfügung stehen.

Ich kann aber entnehmen, daß diese Vorstellungen der Verknüpfung von Faziesänderungen der Plozänablagerungen in der Poebene mit tektonischen Vorgängen in den Alpen entstammen, eine Verbindung, die unbedingt zu wertvollen Erkenntnissen führen kann. Es ist aber dieser insubrischen Phase seit jeher die Aufwölbung des Wurzelgebietes in den Westalpen zugeschrieben worden, eine Auffassung, die auch bei Heim beibehalten ist.

Nun kommen wir dadurch in die Lage, daß das Ergebnis einer jüngsten mächtigen Umformung des Alpenbaues, die insubrische Welle, vollkommen aus dem Einfluß auf das Talnetz gestrichen sein soll, während Bewegungen, die an der Grenze zwischen Miozän und Plozän liegen, eben in den genannten Gebieten der Voralpen und der Öztaler Phase diesen Einfluß sehr schön zeigen.

Dies legt doch nahe, an dieser Einstellung der insubrischen Phase Zweifel zu hegen; ich habe daher im vorgehenden die Darstellung so vorgenommen, als ob die insubrische Phase selbst alt bis vormiozän wäre. Dazu gelange ich besonders durch das Verhalten der südlichsten Längsallinie zur insubrischen Welle. Die Veltlinlinie schneidet nämlich die Welle spitz von der Südseite im Veltlin bis fast auf ihre Nordseite im Westen. Es wäre die Erhaltung dieser Linie undenkbar, wenn die Aufwölbung erst nachher eingetreten wäre. Nun habe ich das Alter dieser Linien als altmiozän hingestellt, gerade die Veltlin-Draulinie ist im Osten ja mit Miozän in Verbindung. Ich muß deshalb die insubrische Phase noch vor diese Zeit verlegen.

Es könnte versucht werden, die Rolle, die die insubrische Phase in besagter Aufstellung spielt, der Öztaler Phase zuzuweisen, dieser das jugendliche Alter zuzuschreiben. Doch haben wir oben erwähnt, daß Klebelsberg seine Altoberfläche über die Öztaler Scholle hinweggehen läßt, wir kämen damit wieder in den Kampf zwischen Morphologie und Geologie, da wir nach dieser Phase, also seit dem jüngsten Plozän, noch für die Erstellung der Alt- und Jungoberfläche Klebelsbergs Zeit beschaffen müßten. Dies ist um so unmöglicher, als zum mindesten die Jungfläche im Osten die spätpontischen Belvedereschotter ins Vorland sendet.

Ich stelle daher die Frage auf, ob diesem Gewirre von Widersprüchen, die aus der Aufstellung Heims folgen, die Beweisgründe so gewachsen sind, daß die Aufrechterhaltung des spätphozänen Alters der insubrischen Faltung berechtigt ist. Es soll damit nicht gesagt sein, daß damals Bodenruhe geherrscht haben muß, wir kennen genügsam Verstellungen in den Alpen, die in diese Zeit fallen dürften. Nur für so gewaltige Gebirgsbildungen haben wir in dieser Zeit keinen Platz mehr.

Zusammenfassung.

Als Ergebnis unserer Untersuchung haben wir in Übereinstimmung mit den Anschauungen der meisten Morphologen: In der Form des Alpengebirges spiegelt sich nicht mehr die Urform des Deckenbaues.

Es bestehen genügend Anhaltspunkte dafür, daß diese Verwischung der Urform schon zu einem recht frühen Zeitpunkte eingetreten ist, daß die Züge, welche derzeit die Oberflächenform beherrschen, die vererbten Formen dieser nachträglich noch verstellten verwischenden Abtragsfläche sind.

Eine solche Abtragsfläche haben wir im Osten in der Altmiozänfläche festgestellt.

Für den Westen haben wir die Zeit dieses so weitgehenden Abtrags für vorsarmatisch bestimmt, ohne eine untere Grenze angeben zu können. Es ist übrigens durchaus nicht verlangt, daß dieser Abtrag sein Ziel überall zur gleichen Zeit erreicht hat. Während aber der Altbau der Alpen nicht mehr in der Oberflächenform erscheint, sehen wir, daß Großtektonik, die etwa jünger ist als sarmatisch, sich noch deutlich im Gelände ausspricht.

Diese Ableitungen entbehren noch einer Ergänzung von einer anderen Seite, nämlich von der Untersuchung der zugehörigen Schotterbildungen aus. Dieser Weg ist für mich derzeit nicht begehbar. Es sei nur darauf hingewiesen, daß die miozäne Mollasse der Schweiz die größte Einfuhr krystallinen Gerölles zeigt.

Folgerungen:

Mit diesen Ergebnissen hätten sich Morphologie und Geologie abzufinden.

Für die Morphologie liegt die größte Vorstellungsschwierigkeit in der riesigen Menge des abgetragenen Gesteines, mit dem die Erosion in der verhältnismäßig kurzen Zeit vom oberen Oligozän bis Untermiozän, vielleicht noch bis Sarmatikum, fertig geworden sein mußte.

Die erste Frage, die die Morphologie an die Tektonik stellen wird, wird sein; Ist es wirklich notwendig, diese riesenhaften Überlagerungen anzunehmen, können sie nicht durch einen Anschauungsirrtum vorgetäuscht worden? Besonders gilt dies für den schwierigsten Fall in den Alpen, das Tessin mit seinen 30 km Abtrag.

Doch ist hier zu entgegnen, daß gerade in diesem Gebiete die Geologie wenig Zugeständnisse machen kann.

Durch seine tektonische Sonderstellung als axiale Aufwölbung gewährt das Gebiet derart gute Aufschlüsse, auch ist der Aufnahmestand,

insbesondere die Gleichstellung der nach Westen und Osten von diesem Scheitel hinabtauchenden Decken so weit gediehen, daß kaum Zweifel herrschen können, daß diese früher wirklich einmal den Scheitel der Wölbung auch überkleidet haben.

Zweifel sind nur an den der Rechnung zugrunde gelegten Mächtigkeiten möglich, es wäre wohl denkbar, hier eine primäre Ausdünnung der Decken über dem Scheitel zuzugestehen. Ob dies aber in einem Ausmaße möglich ist, daß die Morphologie sich zufrieden erklärt, möchte ich bezweifeln. Ich glaube, daß sie erklärt wird, hier vor einem Rätsel zu stehen, dem sie mit ihren auf dem Aktualitätsgesetz stehenden Anschauungen nicht beikommen kann.

(Ich möchte hier aber doch noch die Frage aufwerfen, ob nicht doch das Rätsel ein tektonisches sein kann, ob nicht hier in der Maggiaquerfalte das mechanische Bild der Weyrer Bögen weitergehend wiederholt ist als bloß in der nach Westen überliegenden Falte, daß nämlich geradeso wie die Weyrer Bögen die Ötscherdecke am Vordringen hinderten, während diese im Osten und Westen davon weit vorstößt, dies auch hier die Verfaltung an den höheren Decken, Monte Rosa, Dent Blanche, bewirkt, daß also diese Decken gar nicht über den Scheitel gebreitet wären. Es würde dies natürlich unsere frühere Stellungnahme zur Gestaltung des Tessins gegenstandslos machen.)

Von Bedeutung ist aber die Fragestellung besonders für ostalpine Verhältnisse: Mit welchen Abtragsmengen muß die Morphologie rechnen?

Die Deckenlehre ist in den Westalpen entstanden und hat auch ihre ganzen Veranschauligungsmittel den Verhältnissen in den Westalpen entsprechend ausgestaltet. Bei der Ausdehnung auf die Ostalpen wurden auch diese Darstellungsweisen hieher übertragen.

Uns handelt es sich hier um die Bewertung der als Bild durch den Abtrag seither entfernter Gebirgsteile hingestellten Luftlinien. Bei der Betrachtung Schweizer Profile sind wir geneigt, diesen Linien Wirklichkeitswert zuzubilligen, anzunehmen, daß das, was durch sie umrissen ist, auch wirklich einmal in ähnlicher Form als Gesteinskörper vorhanden war.

Der Entwurf solcher Luftlinien von Decken erfolgt einerseits aus der Beobachtung der betreffenden Stelle im Streichen, wo sie vielleicht der Untersuchung durch axiales Hinabtauchen zugänglich ist, andererseits aus der Vorstellung von dem Vorgange des Deckenschubes. Und hier fordert die herrschende Kontraktionslehre einen druckübertragenden Zusammenhang zwischen Wurzel und Stirn der Decke.

Nun gibt der Gebirgsbau der Westalpen für die Ueberprüfung des ersten Punktes so reichlich Gelegenheit, daß ich weitgehend den Erkenntniswert der Luftlinien dort anerkennen will.

In den Ostalpen ist aber diese Überprüfung durch den Bau nicht ermöglicht. Die abgetragene Überlagerung ist lediglich ein Bild der mechanischen Vorstellungen des Urhebers.

Die Kritik der vorzustellenden Abtragsarbeit läuft also auf die Kritik der Deckenmechanik, in unserem Falle auf die Kritik der Kontraktionslehre, hinaus.

Meine Stellung zu dieser Frage, ausgehend von mechanischen Überlegungen, ist in der Arbeit „Über Gebirgsbildungshypothesen“ im Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1922 niedergelegt. Es soll diesmal von seiten der geologischen Erfahrung betrachtet werden.

Eine der eigentümlichsten Erscheinungen der Ostalpen, betrachtet von der Deckenlehre aus, ist die oberostalpine Decke.

Sie besteht nämlich aus einer reichen Sedimentserie, die weitgehend nach Norden zur nördlichen Kalkzone zusammengeschoppt ist, und zwar auf eine Weise, daß wir nicht annehmen können, daß sie sich früher wesentlich weiter nach Süden erstreckt hat. Ihr Kern aber besteht nur im Westen, in der Silvretta, aus Altkristallin, nach Osten zu hat sie als Grundgebirge nur die Grauwackenserie, die in Fetzen noch auf dem Rücken der Zentralalpen erhalten ist.

Gerade die oberste der Decken zeigt also im höchsten Ausmaße eine Erscheinung, die als „Vorgleiten des Hangenden“ eine Grunderkenntnis der Deckenlehre geworden ist, die bei helvetischen und penninische Decken gut bekannt ist.

Für die tieferen Decken steht zur Erklärung dieser Erscheinung ein einfacher Weg zur Verfügung: Die hangenden Teile der einen Decke sind durch die darübergehende höhere mit vorgeschürft worden. Wendet man diese Erklärungsweise auch hier an, so verweist einen das unbedingt auf eine noch höhere Decke, die das Vorschoppen der Kalkzone besorgt hat.

Hält man also bei der Kontraktionslehre, so ist die unabweisbare Folgerung der Traineau éraseur, der hier helfend eingreifen muß.

Dieses Hilfsmittels aber wollen wir gern entraten.

Bleiben wir bei der Kontraktionslehre, so haben wir ferner als Verbindung zwischen mächtigem Kopfe und der Wurzel nur jene Massen von Grauwacke, die wir als Decke über die Zentralalpen gespannt vorstellen können, von Gesteinen, die zur Fortleitung eines Druckes noch ungeeigneter erscheinen als irgendein anderes Krystallin-gestein eines Deckenkernes.

Mehr als irgendein anderes Beispiel hat mich dies von der Unhaltbarkeit der geltenden mechanischen Vorstellungen der Deckenlehre überzeugt.

Ich habe in genannter Arbeit die Forderung nach der Vorstellung des beanspruchungslosen Gleitens der Decken aufgestellt, wie dies am besten durch Fließen der Gesteinsmassen mit Gefälle etwa im Schwerefeld vorstellbar wäre, ohne daß aber letztere Weise die einzige dynamische Erklärung darstellte. Es entspricht dies den Gleitdecken, die Kober, „Bau der Erde“, für einen Teil der alpinen Decken annimmt.

Ich sehe in dieser Vorstellung die einzige Möglichkeit, das Bild der Vorgänge, und zwar allgemein für alle Decken, zu fassen, und sie erweist sich auch in unserem Falle als vollkommen hinreichend, das Verhalten der ostalpinen Decke zu erklären.

Die Annahme eines beanspruchungslosen Gleitens ergibt aber ganz andere Folgerungen für die wiederherzustellenden, jetzt dem Abtrag verfallenen Deckenteile.

Die Kontraktionslehre benötigt zur Übertragung des Druckes von der Wurzel her einen lückenlosen Zusammenhang der Deckenteile, und obwohl sie sich nicht über die Unmöglichkeit einer derartigen Aufgabe klar geworden ist, sucht sie den zu ergänzenden Teilen einen Querschnitt zu geben, der die Größe der Zumutung an die Gesteinsfestigkeit doch nicht so auffällig macht. Daraus ergibt sich in nicht überprüfbar Gebieten die Größe des Gesteinsabtrages.

Ganz anders bei der Annahme eines beanspruchungslosen Gleitens. An jedem Teilchen greift die bewegende Kraft an, die notwendig ist, die in derselben Seukrechten an der Unterlage auftretende Reibung zu überwinden. Beanspruchungen in der Richtung der Bewegung sind also durchaus nicht erforderlich. *)

Nur wo örtlich Reibung und angreifende Kräfte sich nicht ins Gleichgewicht setzen können, entstehen Beanspruchungen in der Bewegungsrichtung, die aber klein sind im Vergleich zu den Beanspruchungen der andereu Annahme. Sie können Druck- oder Zugbeanspruchungen sein. Natürlich werden sie aber von einem aus dem Gesteinsgewicht stammenden hydrostatischen Beanspruchungszustand derart überlagert, daß reine Zugbeanspruchungen wohl kaum in Erscheinung treten werden. Die sofortige Folge solcher Längsspannungen ist aber ein Anschwellen oder Ausdünnen der Decke so lang, bis der beanspruchungslose Zustand wiederhergestellt ist.

Es ist also ein körperlicher Zusammenhang zwischen Wurzel und Stirne gar nicht erforderlich, ich kann mir ganz gut vorstellen, daß eine Decke sich von der Wurzel ganz abschnürt, wenn von ihr nicht genug Stoff nachgeliefert wird, und daß in doch aus eigenem weiterwandert, daß sie also primäre Fenster, Löcher, erhält usw.

Von dieser Anschauung aus haben die Luftlinien der Decken dort, wo sie nicht durch Beobachtung belegt sind, eine ganz andere Bedeutung, sie sind nicht mehr Linien, die einen ehemals bestandenen Körper umgrenzen, sondern Linien eines „virtuellen Zusammenhanges“, der durch Ausdünnung bis zu einer „Bewegungsbahn“ zusammenschrumpfen kann.

Von dieser Anschauung aus erhält besonders für die Ostalpen die Aufgabe der Erosion, die Beseitigung der überlagernden Deckenmassen, ein anderes Gesicht, ich meine, daß die über dem Alpenscheitel entfernten unter- und oberostalpinen Decken durchaus keine so große Mächtigkeit gehabt haben, daß die Aufgabe der Erosion als überschwer bezeichnet werden muß, zumal da ich der Anschauung bin, daß die Muralpen nie über das Tauernfenster gespannt waren. In diesem Sinne habe ich auch eine primäre Ausdünnung der penninischen Decken über der Tessiner Aufwölbung als möglich hingestellt.

Als andere Folgerung aus unseren Ergebnissen haben wir zunächst die Antwort auf die eingangs gestellte Frage: Es kann ganz gut damit gerechnet werden, daß zur Zeit des Ausschubes der Ötztaler Masse die ostalpinen Decken vom Tauernscheitel schon durch Abtrag

*) Vergleiche die Übereinstimmung folgender Gedanken mit denen in der während der Drucklegung erschienenen Arbeit Ampferers, Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen, Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt 1923, 108 ff.

entfernt waren, daß das Tauernfenster zu dieser Zeit schon geöffnet war. Es läge also hier in dem Abstoßen der Leitlinien des Tauernfensters an der Brennergrenze der Ötztaler Masse ein ganz ähnlicher Fall vor wie in dem Verhalten der oberschlesischen Steinkohlenmulde zum Karpathenrande, zwei gebirgsbildende Vorgänge getrennt durch eine Abtragszeit, nur daß bei uns letztere nicht gar so groß war.

Allgemeiner heißt dies: Eine jede Jungphase muß schon mit Erosionsoberflächen rechnen. Einmal mit einer solchen als Bewegungsbahn. Auch die primären Decken bewegen sich von der Stelle, wo ihre Scherfläche an die Erdoberfläche gelangt, auf dieser weiter, allein dies ist in den meisten Fällen ein schlichter Meeresgrund, und bei der Größe der Überlagerung kann man stets damit rechnen, daß sie die Bahnen in einer Weise umformen, die nur den Einfluß der größten Bodenformen mehr sichtbar werden lassen.

Jungschübe dagegen müssen mit der viel größeren Mannigfaltigkeit von Festlandsflächen sich abfinden. So haben Blumer, Arnold, Heim und andere den Einfluß der Oberflächengestalt der Mollasse auf den jüngsten Vorstoß der helvetischen Decken nachgewiesen (vergleiche Heim, „Geologie der Schweiz“, I, 185).

Jungbewegung muß ferner mit Erosionsoberflächen in dem bewegten Körper selbst rechnen, die auf die weitere Gestaltung seiner Form selbst Einfluß nehmen können (vergleiche die Gedanken, die Ampferer in der Arbeit „Über die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen“, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1919, gibt.)

In dieser Hinsicht unterscheiden sich wieder die Möglichkeiten, die die verschiedenen Anschauungen über Gebirgsbildung bieten.

Ich pflichte Ampferer vollkommen bei, daß eine reichere Erosionsgestaltung in einen Gesteinskörper derartige Kerben schneidet, daß man sich, solange man auf dem Standpunkt der Kontraktionslehre steht, die Entstehung einer Schollenüberschiebung aus dieser Masse nicht mehr vorstellen kann, da sie zur Fortleitung eines Druckes dadurch entweder schon ganz ungeeignet wäre oder ein ganz verworrenes Bewegungsbild dabei erzeugen müßte.

Nicht so dagegen, wenn man annimmt, daß diese tektonischen Bewegungen ohne wesentliche Beanspruchung des Gesteines vor sich gegangen sind. Dann brauchen Erosionsanschnitte nicht die tektonische Gestaltbarkeit eines Gesteinskörpers zu beeinflussen, ja ich kann mir vorstellen, daß Jungüberschiebungsschollen nicht bloß ihr Gestein, sondern auch ihre Oberflächenausstattung aus ihrer Heimat in erkennbarer Weise mitühernommen haben.

Es sei hier auf einen Fall hingewiesen, in dem unsere Annahme einer weitgehenden Abtragung der Alpen schon in früher Zeit eine ausschlaggebende Entscheidung gegen die Kontraktionslehre erzwingen kann. Die helvetischen Decken sind in einer Jungphase samt den drüberliegenden unterostalpinen noch auf die vorliegende Molasse aufgefahren. Besonders für diese Jüngstbewegung, aber auch für den eigentlichen helvetischen Paroxysmus, der in die pontische Zeit verlegt wird, muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß das Alpeninnere

schon so weit abgetragen war, daß eine Verbindung dieser Decken mit ihrer Wurzel schon gar nicht mehr vorhanden war, und doch sind sie auf die Reise gegangen. Nach der Vorstellung vom Gleiten der Decken ist dies ganz gut möglich, nicht aber nach der Kontraktionslehre.

Es ist im vorgehenden gegen die so späte Einordnung der insubrischen Phase bei Heim, „Geologie der Schweiz“, II, 882, Stellung genommen und ein etwa altmiozänes Alter derselben befürwortet worden. Ich stelle hier die Frage auf, ob nicht bei der Forderung nach so geringem Alter auch die Vorstellungen der Kontraktionslehre mitbeteiligt waren. Denn nach dieser kann man sich allerdings nicht vorstellen, daß aus einem Wurzelgebiet, das in der insubrischen Phase so verunstaltet worden ist, noch der Anstoß zu einem so mächtigen Deckenschube hervorgehen kann. Danach wäre allerdings das Bestreben verständlich, die insubrische Faltung an den Schluß der ganzen Gebirgsgeschichte zu stellen. Macht man sich aber von dieser Vorstellung frei, und ist eine Wurzel zur Deckenbewegung gar nicht mehr erforderlich, so entfällt natürlich auch diese Bindung in der Gebirgsgeschichte.

Nachträge zur Kenntnis der Gestaltung und Stellung der Lithiotiden.

Von Dr. Otto M. Reis.

(Mit 1 Tafel [VI]).

Bald nach meiner Durcharbeitung der großen, zum Teil bei Crespadoro selbst gesammelten, zum Teil aus der Sammlung der geologischen Reichsanstalt in Wien stammenden, zur Verfügung gestellten Reihe von Untersuchungsstücken dieser Versteinerungen entspann sich eine kurze Erörterung über deren Gestaltung und Stellung im Neuen Jahrbuch für Mineralogie usw. 1906, welche durch angelegentliche Stellungnahme Dr. Frechs zugunsten der von mir vertretenen Anschauungen verursacht war. Im Verlauf dieser Besprechungen bot Dr. E. Koken mir einige von ihm am Lago di Loppio gefundenen Stücke zur Bearbeitung an, zu deren Ergänzung ich mir die Originalstücke L. v. Tauschs aus Wien erbat, welche ich bis dahin nicht kannte. Eine größere, ins kleinste gehende Durcharbeitung und Abbildung wurde vorbereitet, von welcher das Nachstehende nur ein zeitgemäßer kleiner Auszug ist. Eine beabsichtigte Ergänzung der Untersuchungsstücke durch gelegentliche Sondernachsuche nach Deckelschalen von *Lithiotis* und nach hinten eingekrümmten Schalen von *Cochlearites* mit Wohnraum- und Muskel-erhaltung ist auf lange Zeit für die deutsche Forschung unmöglich geworden.

Ich habe nicht die geringste Ursache, an der Selbständigkeit der von mir aufgestellten Gattungen zu zweifeln, auch nicht an der Meinung über ihre Familienzugehörigkeit.

Die Bilder sind von mir selbst gezeichnet; ich habe mich dabei in allen wesentlichen Dingen der hingebendsten Wirklichkeitstreue befleißigt.

G. Böhm hat in seiner Streitschrift gegen meine Darlegungen die Kehrseite eines von mir abgebildeten Stückes (1903, Tafel 4, Fig. 10) bildlich dargestellt (1906, S. 460), welche nach seiner Behauptung das Gegenteil beweise; legt man nun das Originalstück, das ein ganz flacher Körper ist und keine Zeichnungsverkürzungen zuläßt, nach dem Hinterrand (Reis) oder auch nach der Muskelleiste auf die Zeichnung, so ragt der Vorderrand des Stückes um 3—4 mm über die gegebene Zeichnung hinaus; desgleichen beweist die Zirkelmessung, daß in dieser Zeichnung gerade an der ausschlaggebenden Seite der Schalenrand um die angegebenen Maße zu kurz gegeben ist; verschiedene Drucke der Abhandlung Böhms beweisen, daß hier nicht eine Papierschrumpfung eingetreten ist; tatsächlich handelt es sich hier um den Bruchteil eines Millimeters, um welchen die beiden undeutlichen und verletzten Schalenränder voneinander verschieden sind; mit solchen Messungen kann man alles beweisen! —

Die größere, nicht gedruckte Arbeit und zahlreiche überschüssige Abbildungen stehen allen Anfordernden zur Verfügung.

Der von mir aus der Gattung *Lithiotis* (oder rückschrittlich „*Ostrea*“) abgesonderte und neubenannte *Cochlearites loppianus* gebietet ohne Zweifel über die ursprünglicheren Gestaltungen; der in sehr vielen Fällen nur erhaltene Wirbelteil, der in der angewachsenen, dickeren Unterschale ausgehöhlt, in der Oberschale ganz entsprechend gewölbt ist, zeigt in der Mitte zweier Flächen mit fiederig gestellten Seitenstreifen ein Mittelfeld und hierin zwischen zwei randlich gelegenen Kanten ein breites innerstes Feld mit einer ungefähr mittleren, verhältnismäßig schmalen, nicht sehr tiefen Grube, welche überall gegenüber den seitlichen Feldern eine geringe Breite hat. Das Feld ist mit nach der Spitze gekrümmten Querstreifen, den ausstreichenden Schalenschichten, überdeckt; die Krümmung entspricht der queren Grenze zwischen gestreiftem und ungestreiftem Schalenabschnitt, das heißt jenem Teil, an welchem die Schichten von ihrer Bildungsfläche, der Mantelanlagerungsfläche, zu sehen sind (Fig. 1—7). Die erwähnte, stets scharf abgesetzte schmale Längsgrube ist entsprechend einem unteren Vorspringen in den glatten Schalenteil hinein stets stark nach diesem hin, also entgegengesetzt, bogig gestreift. Wenn die ersterwähnte Streifung eine von der gewöhnlichen Rundung des Mantelrückenrandes beeinflusste, abhängige Bildung ist, so ist die entgegengesetzte Rundung der Längsgrube und ihre Streifung von dieser nach unten abgewendet und entspricht allein den tatsächlichen und von mir grundsätzlich festgelegten Merkmalen des elastischen Schalenbandes in der einfachsten Ausgestaltung.*) Die zwei seitlichen krummstreifigen Längsfelder können vom unelastischen Band eingenommen worden sein, wenn es überhaupt vorhanden war. Während die mittlere Längsgrube nie andere Erhebungen besitzt, zeigen die seitlichen Felder Fortsetzungen von selten starken Längsleisten der glatten Schalenfläche, welche bei der nach unten fortrückenden Schalenschichtanlagerung am Außenrand nicht zugedeckt wurden; das elastische Schalenband könnte derartige starke Unebenheiten bei seiner durch Kalkfasern unterstützten Spannungswirkung seiner sattelförmig doppeltgebogenen, durch den Muskelzug außerordentlich beanspruchten, gekürzten Unterfläche nicht ertragen. Es wurde oben gesagt, daß die Grube des elastischen Bandes eine ungefähr mittlere Lage auf dem Bandfelde einnehme; das muß dahin ergänzt werden, daß Abweichungen nach den Einkrümmungen der Schalenspitze und der Schale überhaupt wesentlich sind; das elastische Band ist auf der eingekrümmten Seite der Schale immer näher der Randkante des Bandfeldes hingerrückt; diese Kante ist auch durch größere Höhe und Stärke gekennzeichnet (Fig. 1, 2, 3, 5, 7, 8). Der reine Flächenabstand der Grube von dieser Kante ist immer geringer als der auf der entgegengesetzten Seite. Dieser Wechsel ist bei den

*) Eine wichtige Bestätigung meiner Aufstellungen habe ich nachträglich selbst bringen können, indem ich bei tertiären Permiden (Erläuterung zum Blatt Donnersberg, Paläont., Abschnitt S. 310—311) bei einer Bandgestaltung, bei welcher nach meinen Kennzeichen das elastische Band, nach der bisherigen Annahme aber das unelastische vorliegen müßte, tatsächlich die dichten Kalkfasern des elastischen Bandes in unberührtem Zusammenhalt feststellen konnte.

nach beiden Seiten eingekrümmten Schalengestaltungen immerhin auffällig, wenn man bedenkt, daß das elastische Band noch in der Familie der Austern, da, wo es einseitig liegt, die hintere Lage bei entgegengesetzt gekrümmtem Wirbel bevorzugt und eine Verlegung nach der eingekrümmten Seite nur eine gesetzlos eintretende Zufälligkeit ist. Wir kommen darauf zurück.

Es ist nicht überflüssig hervorzuheben, daß nur der unterste Teil des Bandfeldes in Wirksamkeit ist; meist ist der mehr nach der Schalen spitze gelegene Teil etwas angeätzt, wenn er auch durch den überhängenden Teil der Gegenschale so weit geschützt ist, daß die in regelmäßigen Abständen angeordneten stärkeren Absetzungen der Querstreifung in beiden Feldabteilungen noch öfters ganz gut zu erkennen sind (Fig. 6); meist sind an der unteren Schale die Anätzungserscheinungen stärker als an der oberen.

Was die Formbeständigkeit der Bandgrube betrifft, so erinnere ich daran, daß auch E. Philippi (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1898, S. 616) bei der Erörterung der Stellung von *Terquemia* unter den Ostreiden oder den Spondyliden auf die eigentümliche Form der Bandgrube hinweist, wie sie nur noch bei *Spondylus* und *Hinnites* vorkomme; Philippi sieht sich Seite 619 veranlaßt, die Gruppe der zahnlosen Spondyliden nach Gattungen zu scheiden, in welchen gerade die wichtige Formbeständigkeit der Bandgrube bei Austern zum Ausgang dient. Schloß und Band dienen diesem einsichtigen Forscher als wichtige Mittel, um z. B. bei *Spondylopecten*, von welcher Gattung G. Böhm bei zwei Arten aus dem Stramberger Schichten die eine zu *Spondylus*, die andere zu *Pecten* gestellt hat, überzeugend die Pectinidenabstammung auf Grund einer genauen Erörterung des gesamten Schlosses nachzuweisen.

Vergleicht man nun mit diesen Verhältnissen die Schalen spitze von *Lithiotis*, so findet man (Fig. 17) keine auch nur ähnliche Unterscheidung in drei Längsfeldern; ein annähernd quergestreiftes Feld fehlt völlig und nicht weniger eine mittlere Längsgrube mit nach unten vorgebogener Schichtstreifung. Es sind vielmehr die entschiedensten Längsleisten dicht nebeneinander gedrängt, zwischen breiten Flächen auf diesen Längsleisten mit nach oben gekrümmten Streifen liegen tiefe, wie bedeutungslose Rinnen, welche sogar nach unten wechselnd, in der Querrichtung ziemlich gleichmäßig bis etwas unregelmäßig ausspitzen und wieder einspringen. Von der Annahme eines elastischen Baues kann für einen mit den Ligamentformen und der Wirkung des Bandes vertrauten Forscher nicht die Rede sein. Wir müssen folgern, daß das elastische Band bei *Lithiotis* fehlte.

Die Längsstreifung, welche sich bei Ostreiden*) gelegentlich auf allen drei Feldern bemerkbar macht, ist gestaltlich nicht damit zu vergleichen, wie wir unten sehen werden; sie unterstützt die Anheftung der zwei Bandarten. Bei nicht auffällig nach unten ausgebogenen Bandgruben

*) Eine monographische Bearbeitung vieler unbekannter Einzelheiten der Ostreiden mit vielen Bildern muß leider bis auf weiteres unveröffentlicht bleiben, steht aber danach Verlangenden zur Verfügung. Ein Original ist abgebildet in „Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft“, Bd. 73, 1921, Tafel VII, Fig. 7.

großer und langer Austern tritt eine Unterabteilung mit etwas tieferen und stärker nach unten vorgebogenen Grübchen auf, zwischen welchen selbstverständlich leistenartige Erhebungen sich bemerkbar machen; wenn dazwischen Anheftungsrunzeln auftreten, dann sind sie ohne Beziehung zu den Teilausbiegungen.

Wem die Annahme einer handlosen Bivalve zu gewagt erscheint, der sei darauf hingewiesen, daß das Öffnen der Klappen auch viel regelmäßiger die auf- und abgehende Wellenbewegung des Wassers selbst besorgen kann, sofern die Deckelklappe nicht zu schwer ist und gut mit dem Mantel befestigt ist, sofern die Wellenbewegungen, das heißt ihre senkrechten Schwingungen nicht zu stark sind und der senkrechte Druck der Wassersäule auf die flache und breite Oberschale groß genug ist, daß kein Abreißen zu befürchten wäre. Zahllose Bewegungen im Tierreich werden durch Bewegungen des Mittels, in welchem sie stattfinden, unterstützt oder ermöglicht; zu starke Bewegungen des Mittels unterdrücken die Eigenbewegung und helfen nicht selten Bewegungsorgane rückzubilden; dies dürfte hier mitgeholfen haben.

Um dies völlig zu verstehen, muß betont werden, daß ich in meiner Monographie der Lithiotiden eine größere Anzahl von Cochlearitesstücken abgebildet habe, bei welchen in einer sonst ungestörten Fortsetzung des quergestreiften Bandfeldes die Ligamentgrube plötzlich verschwindet und mit ihr gleichzeitig die nach unten vorgebogene Ansatzstreifung des elastischen Bandes. In der jetzigen Arbeit ist in Figur 8 ein Stück abgebildet, an welchem mit dem unteren Abbruch des elastischen Bandes auch eine stärkere Unterbrechung des Schalenwachstums eintrat: die Schalenbildung rückte um ein Merkbares vor, ohne daß die Seitenlinien des Bandfeldes aus der Wachstumsrichtung abwichen. Hiedurch wäre für *Lithiotis*, wo schon in dem ältesten Schalenwachstum kein elastisches Band vorhanden ist und andere Gestaltungen an die Stelle treten, eine Entwicklungsvorstufe gegeben.

Auf einen wichtigen Unterschied zwischen beiden Gattungen ist noch einzugehen: das Bandfeld bei *Cochlearites* ist in der Unterschale stark vertieft, bei *Lithiotis* stets ganz ebenflächig. Der Vertiefung bei *Cochlearites* entspricht in der Oberschale eine entsprechende Aufwölbung. Etwas Vergleichbares ist allerdings nur bei geologisch jüngeren Ostreiden beobachtet; hier liegt aber doch ein Unterschied vor: die Oberschale bei diesen Ostreiden ist in ihrem Ligamentfeld sehr verkürzt und stark aufgebogen, so daß der Unterrand des Bandfeldes der Oberschale dem der Unterschale nicht zweiseitig gegenüberliegt, sondern von der Seite des Wohnraumes her gleichsam untergeschoben ist; die Verlagerung der Unterschale nach unten würde eine Verlängerung des mittleren vorgewölbten Bandabschnitts hervorrufen, auf dessen Kürze und Enge gerade die höchste Steigerung der Öffnungsspannung beruht; dies wird durch die Vorwölbung des oberen Bandfeldes ausgeglichen. Bei *Cochlearites* ist aber von einer solchen Unterordnung der Oberschale nichts zu bemerken, die rein gegenständigen Bandfelder haben ganz gleiche Gestaltung des elastischen Bandfeldes, die Aufwölbung erstreckt sich auch nur auf das Feld des sonst unelastischen Bandes und

ist bedingt durch eine Vorbereitung im Schalenraum von wesentlich verschiedenem Zweck, der mit der Wirkung des elastischen Bandes keinen Zusammenhang hat; wir kommen darauf zurück und betonen jetzt nur noch, daß diese Aufwölbung bei *Cochlearites* nur bei der ursprünglichen Schmalheit des elastischen Bandes möglich war.

Die dem Mantelrücken entsprechende Grenze von gestreiftem Bandfeld und glatter Schaleninnenfläche ist sehr häufig bei dem starken Vorspringen der elastischen Spannungsgrube beiderseitig erheblich nach der Spitze doppelt zurückgebogen. Wenn dies auch häufig gleichseitig ist, so findet ebenso häufig bei eingekrümmten Schalen eine Verschiebung der Umbiegungsstelle nach der Seite der Einkrümmung statt.

Fast regelmäßig ist dies der Fall in dem von der elastischen Bandgrube freien Abschnitt, wobei auch eine Ausgleichung der vorherigen Biegungen nach der Spitze eintritt, die Umbiegungsstelle rückt manchmal bis auf die scharfe Kante der eingekrümmten Schalenfläche hinauf, woran sich nicht selten eine große Gesamtverschmälerung des Feldes anschließt. Manchmal tritt auch, wie in 1903 Taf. Fig. 8 zu sehen ist, eine Verlagerung der Umbiegung nach der entgegengesetzten Seite ein; bei Fig. 8 unten ist mit der schon erwähnten Unterbrechung des Schalenschichtzusammenhanges ein deutlicher Wechsel in der Krümmung verbunden, ein Hinweis auf äußere Einflüsse.

Solange das Spannungsband, beziehungsweise seine kennzeichnende Grube besteht, ist das Schichtausstreichen des ganzen Feldes regelmäßig; die Verbindungswirkung des Spannungsbandes sorgt mit ihrem Ansatz an den Schalenschichten für engen Zusammenschluß. Nicht so nach dem Abbrechen des elastischen Bandes; hienach rücken die beim Längenwachstum sich verschiebenden Oberränder des Schalenzuwachses nicht selten in unregelmäßigeren Abständen auseinander, wenn auch gewöhnlich der vorherige Wechsel noch beibehalten ist. Der innigste Zusammenschluß der Schalenschichten am Bandfeld, der in die Kalkfaserschichten des elastischen Bandes übergeht, bewirkt hier die Gleichmäßigkeit und enge Zusammenfassung der Gestaltung.

Die Grenze des Bandfeldes gegen die darunter liegende glatte Schalenfläche ist nicht immer ganzrandig, sie ist auch öfters spitz, zickzackförmig eingespitzt oder rundlich gekerbt; dies führt immer zu querrandlichen Erhebungen, welchen in der Gegenschale Vertiefungen entsprechen; die Fortsetzungen dieser Unebenheiten auf dem Feld des unbelasteten Bandes sind unselbständige „abhängige“ Gebilde; sie hängen auch flächenhaft ab und sind nicht mehr in Wirkung. An den beiden Umbiegungsstellen des Oberrandes finden sich nicht selten zwei Gruben (unten), welche sich beiderseits der elastischen Bandgrube als abhängige Längsgruben fortsetzen (vgl. die von L. v. Tausch, 1890, Taf. V, Fig. 5, 6 und 7 abgebildeten Stücke).

Anmerkung. Diese Stücke der Sammlung der Staatsanstalt in Wien — auch die Deckelschale unter Fig. 5 — zeigen außer einer vorzüglichen Erhaltung der ostreidenfremden Ligamentgrube auch die Beziehung der Ligamentlage zu einer nur schwachen Einkrümmung und besonders die der Streifung in den seitlichen Feldern zu der Streifung in der darunter liegenden glatten Schloßfläche; es tritt dies in der Zeichnung weniger hervor, an den Stücken dagegen bei richtiger Beleuchtung!

Auch die zunächst des „Oberrandes“ gelegene glatte Fläche hat in der Unterschale meist gerundete Längsfurchen, welche zum Teil noch auf den Rand und das Streifenfeld selbst auslaufen, unregelmäßige Entfernungen und Längen haben; diesen Furchen entsprechen in der Oberschale hereinpassende Leisten, deren Ineinanderrücken dadurch gewährleistet ist, daß der rundlich vertieften Oberfläche der Unterschale eine gewölbte in der Oberschale entspricht; man hat den Eindruck einer schloßartigen Deckung der beiden Flächen; diese Deckung ist bis auf zwei seichte Längsvertiefungen, welche im Querbruch (Fig. 1 b, Fig. 3 b) in kurzen klaffenden Spältchen besser hervortreten, geradezu vollkommen. Längsfurchen und rundlich eingetieft Fläche unten und Längsleisten und aufgewölbte Flächen oben ergänzen sich gegenseitig zu gesteigertem Zusammenschluß. Die erwähnten Spältchen dienen der Versorgung des bandbildenden Mantelrückens. Häufig sind auch hier die beiderseitigen Schalenflächen nachträglich durch Spitzensuturen als Beweis ihrer Aneinanderlagerung fest und engstens miteinander verwachsen. Neben diesen inneren Flächenverbindungen laufen noch zwei seitliche Wulst- und Knotenverzahnungen auf den seitlichen Randkanten (Randwülsten), bzw. Randfurchen der Schloßberührungsfläche; nicht nur daß hier eine innige Längsanlagerung stattfindet, sie ist auch noch durch quere Erhebungen und Vertiefungen derart untergeteilt, daß eine Bewegung der Schalenflächen in der Längsrichtung bei geschlossenen Schalen nicht möglich ist. In zwei aufeinander senkrechten Richtungen wird also der Zusammenschluß gesichert; die schmalen Wülstchen und Knötchen werden beim Fortwachstum der Schale in die Länge auf der Innenseite stets neu gebildet und rücken nur wenig von der Spitze weg vor, so daß auf der Außenfläche der dabei in die Höhe wachsenden Seitengrößwülste schief nach außen oben gerichtete „abhängige“ Querwülstchen entstehen. — Es ist nun die Frage, ob dies die gleichen Bildungen sind, die wir bei Ostreen am freien seitlichen oberen Schalen- und Mantelrand kennen. Bei Ostreen verlaufen die Verzahnungen nach unten in der Schalenrandlagerungsfläche. Ich habe nun in Fig. 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14 das untere Ende des Seitenwulstes mit dem Beginn der Längskerbung abgebildet, man vergleiche auch noch 1903, Taf. 1, Fig. 1 und 7, Taf. 2, Fig. 3, 4 und 6, Taf. 4, Fig. 3 und 8, Taf. 6, Fig. 1 und 2. In allen Fällen setzt der Seitenwulst oder -grube bis zu einem unteren Ende, die bisherige Richtung beibehaltend fort, woselbst meistens mit einer scharfen Abbiegungskrümmung nach außen ein ganz anders gearteter Schalenrand, den man sofort als freien Schalenrand bezeichnen wird, sich bemerkbar macht. Ein anderer gestaltlicher Ausdruck dieses Verhältnisses ist die Entstehung des höchst seltsamen und meist regelmäßigen seitlichen freien „Fiederfeldes“ und die Tatsache, daß der Seitenwulst oder -furchen über dieses Fiederfeld hinüber zuwachsen scheinen, auch da, wo (Fig. 13) ein kleiner oberer Abschnitt des Fiederfeldzuwachses in die Richtung des Wulstes nach oben einbiegt. Die Abbiegung des hier sicher freien Schalenrandes ist gewiß viel bedeutungsvoller als die Abbiegung der oberen Schloßfeld-Bandgrenze, welche das quergestreifte Bandfeld erzeugt. Der Seitenwulst ist nur der verstärkte seitliche Abschluß der Verzahnungsgebilde des glatten Mittel-

feldes, die hier in ihrer Wirkung und Gestaltung durch die starke Verschränkung der beiden Schalen mit eng ineinander passender Einbiegung und Aufwölbung zurückgebildet sind oder nicht zur Entwicklung kamen; vergleichbares liegt bei Ostreiden nicht vor.

Wir müssen uns also vorstellen, daß der Mantelrücken bis zum unteren Ende der Seitenleisten reichte, das heißt eine sackförmige Gestalt angenommen hat; eine Bestätigung für diese Annahme werden wir bei *Lithiotis* finden, wozu wir uns jetzt wenden.

Das Mittelfeld von *Lithiotis*, in welchem wir oben vergeblich nach einer der elastischen Bandgrube vergleichbaren Bildung suchten, ist ebenso scharf gegen die ebenso eigenartig gebildeten Fiederfelder abgesetzt wie bei *Cochlearites*. Bei der völlig ausgeebneten Oberfläche ist es nicht erstaunlich, keine vorragenden Seitenwülste und dergleichen anzutreffen, deren Entstehung die vertiefte oder gewölbte Form des Mittelfeldes bei *Cochlearites* geradezu verlangt; wenn so die scharfe Absetzung gegen die Fiederfelder die gleiche Trennungsvoraussetzung voraussetzt, so können die in der gesamten Breite des Feldes völlig gleichartigen Leisten bei *Lithiotis*, welcher Art sie auch seien, schon beweisen, daß die Trennung der Felder nur in dem Unterschied zwischen freien Mantelrändern und unpaaren Mantelrücken begründet sein könne. Diese Vorbetrachtung wird durch die eingehendere Besprechung der Leisten selbst weiters gestützt.

Fig. 17 gibt in jeder Hinsicht klares Bild von den Leisten und ihrer Anordnung, wozu auch der Querschnitt Fig. 17 a heranzuziehen ist. Wir haben hier in diesem jungen Feld von der Mitte aus einen ziemlich regelmäßigen Wechsel von etwas breiteren oder schmälern Leisten in Gruppen zu zwei, drei oder vier. Sie endigen an den Seitenkanten wieder mit einer etwas breiteren. Alle diese Leisten tragen etwas schärfere oder auch gerundete Seitenkanten, welche eine mittlere seichte Vertiefung einfassen; quer zu der Längsrichtung machen sich, nicht überall gleich deutlich erhalten, mit Schichtausstreichungen verbundene Absetzungen von wechselnder Stärke bemerkbar, so daß die Leisten in eine Anzahl geradlinig gereihter spatelförmiger Teile fast aufgelöst erscheinen; die vertiefte Fläche ist selbst wieder durch zwei seitliche innere Längsleisten gerieft. In Fig. 18 sieht man ähnliches in nicht so geregelter Reihung der Leisten; hier sind aber die queren Absetzungen, wie wir dies auch bei dem bandlosen Feld von *Cochlearites* gesehen haben, ausnahmsweise weiter auseinandergedrückt; hiedurch sieht man auf Flächenteile, welche sonst überwachsen sind. Diese Verrückung findet bei einem dritten Stück zunehmend auf der Gegenseite der Einkrümmung statt. Es wurde schon oben erwähnt, daß die schmalen Furchen zwischen den Leisten nach unten in gleichmäßigen Absätzen auskeilen; man sieht in Fig. 18, daß dies immer mit einer Verschmelzung der sich verbreiternden Leistenfurchen zu einer quergestreckten kurzen glatten Fläche eintritt, vgl. auch Fig. 19. In Fig. 18 sieht man auch, daß wie es auch für den Schalenzuwachs gültig ist, innerhalb größerer Wachstumsabschnitte noch ein feinschichtiger Zuwachs stattfindet, der hier kaum von unelastischer Bandbildung begleitet sein wird. Fig. 19, 20, 21 geben wechselnde Gestaltung der Leisten mit den zugehörigen Querschnitten.

Wenn durch die Ausschaltung der Furchen und ihre nach unten gerichtete Schichtung an eine Bandwirkung nicht zu denken ist, so bleibt für die Erklärung der Leistenbildungen nichts übrig als der Hinweis auf Einzelheiten im Schloßfeld der Spondyliden, von welchen Fig. 23 eine nicht allzu seltene nächst vergleichbare Gestaltung gibt. Es handelt sich hier um die Kerbung des quergestellten Schloßrandes und die leistenartig hintereinander gereihten Zuwachsabsetzungen. Eine andere Möglichkeit des Vergleichs gibt es nicht, trotzdem wir von der Gegenschale bei *Lithiotis* nur wissen, daß sie eine mit ähnlichen Leisten besetzte, ganz dünne Deckelklappe gewesen ist. Die Fig. 25—27 von Harpax geben (27!) eine sehr ähnliche Schloßrandgestaltung; bei letzterer sind die Hauptzähne zur Größe von Embryonalzähnen rückgebildet.

Die Streifung in beiden Bandfeldern bei *Ostrea* ist eine höchst einfache und ursprüngliche Rünzelung oder Riefung, welche wohl dem Ansatz des Bandes, der Festigung gegen quere Zerrungen dient; sie hat auch keine Beziehungen zu dem gesetzmäßigen nach unten vorgehogenen Verlauf der Schichtung des elastischen Bandes (vgl. oben Seite 279). Ein gutes Bild der Leisten und der feinsten Querstreifen bei *Lithiotis* gibt 1903, Tafel VI, Fig. 16; auch hier sieht man eine annähernd gleiche Verteilung von Leistengruppen in der Folge von außen nach innen.

Mit dem Hinweis auf die Ähnlichkeit in der Gestaltung eines Teiles des Schloßfeldes bei *Spondylus* wollen wir uns nicht begnügen, sondern trotz der nötigen Kürze darauf hinweisen, daß durch die Untersuchungen von Bernard bewiesen wird, daß diese Körnelung sich schon in der pectenartigen Jugendform vorfindet und sich auf den reifen *Spondylus* fortsetzt. Diese, wie Frech sie nennt, Embryonalbezahnung (Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. 1899, Bd. 2, S. 187) besteht auch bei *Mytilus*, *Orenella*, *Hochstetteria* usw., ebenso bei einer Anzahl von Paläoconchen. Frech findet nichts dabei, daß bei derselben Gruppe gleichzeitig embryonale Merkmale und starke einseitige Differenzierungen vorkommen. Er würde zweifellos auch darin bestimmen, daß bei *Lithiotis* nur wenig veränderte Embryonalbezahnung mit Ausschluß von reifen Zahngebilden auftreten; die Bezahnung bei *Cochlearites* halte ich für eine äußere Angleichungsbildung mit jener von Spondyliden und glaube, daß sie aus einem Lithiotidenstand von neuem abzuleiten ist.

Nach der Besprechung der Oberfläche des Schloßfeldes von *Lithiotis* folge nunmehr die des Schalenaufbaues und Gefüges (Fig. 17 a und 22). Über einer dünnen untersten Schalenlage, welche die Zuwachsstreifen trägt und die Überwachungsnebenheiten abformt, folgt nach oben näher der Spitze ein in die Breite gezogener, an Masse ganz überwiegender eng und dicht randschalig gebauter, strahlig-faserig gewachsener Kernkörper, der nach der Mitte zu selten einheitlich, sondern durch eine senkrechte Mittelwand zweigeteilt ist, so daß zwei Ausstrahlungspunkte der Faserkristallisation vorliegen; manchmal sind es auch zwei Reihen oder längsgeordnete Gruppen solcher Faserungsmitten. Nach jener Seite, welche wir als die hintere bezeichnen, kommt häufig noch einmal ein ähnlicher, viel kleinerer Schalen-Faserungs-

körper und daneben ein Bündel kleinster derartiger Körperchen, alles dies aber als quere Durchschnitte von längsgestreckten Gebilden. Weiter von der Spitze erscheint nun in jeder Faserungsmittle eine erst kleine, dann nach unten größer werdende Teilhöhlung, welche schließlich zu einer einheitlichen Höhlung zusammenfließen; am längsten hält sich das hinterste Bündel. Es ist zu bemerken, daß Fig. 22 die Ansicht von der Spitze der Schale darstellt, daher zu Fig. 17 *a* verkehrt steht, welche den Unterrand von Fig. 17 gleichsinnig senkrecht gestellt bietet. Ein gewisser Wechsel in der Stärke des Fasergefüges ist nicht zu verkennen, jedoch kann man die für *Ostrea* und *Plicatula* wichtige Unterscheidung von aragonitischen Halbperlmutterschichten und kalzitischen Faserschichten nicht machen. Demgemäß ist auch bei *Ostrea* nie eine Neigung zu röhrig-faserstrahligem Wachstum beobachtet, trotzdem bei ihrem häufigen Längenwachstum und der Wirbelbandgestaltung dazu Gelegenheit wäre; dieses Gefüge hat z. B. auch *Cochlearites* nicht; wir kommen hierauf zurück.

Um das Röhrenwachstum bei *Lithiotis* richtig einzuschätzen, muß noch auf eine Eigenheit aufmerksam gemacht werden; mit der Tatsache, daß auf der von uns Vorderseite genannten Seite keine oder nur selten röhrige Faserstrahlungen auftreten, stimmt auch der Umstand überein, daß die scharflinige Grenze des Leisten-Fiederfeldes an diesem meist höheren Teil der Schale im Querschnitt über den mittleren Hauptkernkörper nach hinten seitlich hinüberryückt; hier ist also eine „Enge“, welche sich auch bemerkbar macht, wenn nur eine ganz geringe oder auch keine Einkrümmung der Schale zu sehen ist. Wird dabei durch irgendeine Ursache (Aufbiegung des Unterrandes des Wohnraumes) auch das Leistenfeld gehoben, so rückt über den festständigeren Kernkörper die Röhrenverkalkung von hinten über die Unebenheiten der Haupttröhre hinüber und füllt den Zwischenraum nach dem ebenen Leistenfeld völlig aus (vgl. 1903, Taf. VI, Fig. 141).

Wir haben oben bei *Cochlearites* festgestellt, daß die Einkrümmung eine Enge verursacht, eine Erhöhung und Verdickung der Gestaltungen bewirkt, sowie eine Verlagerung der Bandgrube nach dieser Seite veranlaßt; die entgegengesetzte Seite der Schale hat dagegen ein freieres Auswachsen in die Breite sowohl im Seitenwulst als auch im Fiederfeld, d. h. im freien Schalenrand. Wenn nun, allgemein gesagt die Einkrümmung einer Verkürzung eines zu sehr ausgreifenden Längenwachstums dient, so ist hiebei eine gewisse Trägheit der kalkigen Ausscheidungen nicht zu verkennen, welche auf der einen Seite Verdickungen verursacht, auf der anderen zum Teil im Sinne des Gleichgewichts ein flächenhaftes Ausgreifen der Schalengestalt zuläßt. Hiedurch entstehen an weniger bedeutungsvollen Schalen- und Körperstellen Weitungen, welche, wo sie die Festigkeit des Schalenbaues in Frage stellen, ausgefüllt werden müssen; bei *Ostrea* würden sie durch eine Keillage langfaserigen mit Halbperlmutterschichten wechselnden Kalks erfüllt werden, bei *Lithiotis* durch längsgestellte Faserröhren.

Bei Spondyliden ist mit dem Verschwinden des unelastischen Bandes auch eine Neigung zu Überwachsungen in der Unterschale bemerkbar, welche das Band und die Schloßzähne mehr und weniger

von der äußeren Oberfläche abschnürt; auch im Schalenband macht sich infolge dieses Wachstums starke Röhrenkrümmung bemerkbar und eine röhrlige Abhebung von der Anheftungsfläche (1902, Taf. 5, Fig. 78).

Ich stelle hiemit nochmals die S. 44 (1908) geäußerte Anschauung zur Erörterung; bei *Exogyra aquila* fand ich einen Muskeleindruck, den 1883 schon Ryder bei lebenden Austern feststellte und den ich seither bei vielen fossilen Austern nachweisen konnte, ich bezeichnete ihn damals als elevator pedis. Ryder, der eine genaue Zerlegung der Anatomie der Austern gab (U. S. Geological Survey, Annual report 1883, Taf. LXVIII), bezeichnete ihn als pedal muscle; er hat sich sicher überzeugt, daß es kein Adductor sei, wie dies Jaworski annimmt, welche Deutung ich mich nicht verleiten ließ, anzunehmen (Zentralbl. für Mineralogie 1914). Nun ist bei Austern kein eigentlicher Fuß bemerkbar, der Muskel hat eine andere Ausübung erhalten; bei den seßhaften Spondyliden ist aber ein Fuß vorhanden, dessen Wirkung durch Zusammenziehung die Schalenöffnung unterstützen kann und dabei gleichfalls Nähr- und Atemwasser nachziehen muß. Ich nehme diesen Fuß, der auch bei *Tridacna* an der Verlagerung des Schließmuskels teil hat, auch bei den Lithiotiden an und glaube, daß er bei *Lithiotis* an der Erhaltung des merkwürdigen hinteren Septums des Wirbelbaues als Rest der „Muskelleiste“ beteiligt sein könnte.

Bei *Cochlearites* wurde der Bau des Wirbelteils durch Anschliff von rund 40 Stücken festgelegt; es tritt hier (Fig. 15 und 16) auch unten eine Wohnkammerlage auf, über welcher ein einheitlicher Schichtaufbau sich erhebt; die austreichenden Schichten der Fiederfelder keilen nicht wie bei *Lithiotis* nach dem Kernkörper aus, sondern ziehen unten durch; jedoch zeigt sich im älteren Schalenabschnitt auf der sogenannten hinteren Seite eine sehr lagenbeständige Aufbiegung der Schichten, welche auch unter Druck gestanden haben muß, da hier die Faserung gleichmäßig quer durch alle Schichten hindurchzieht; es ist dies die Stelle, welche bei *Lithiotis* noch etwas weiter nach „hinten“ gerückt dem „hinteren“ Röhrenfaserbündel angehört.

Tatsächlich entspricht diese Aufbiegung jener Stelle in den Querschnitten (Fig. 3b und 1b), woselbst eine innige Berührung zwischen zwei schmalen Klaffschlitzchen sichtbar ist. Die Rückbildung dieser Erhebung bei *Lithiotis* hängt damit zusammen, daß durch die Überwachsungserhebung des Leistenfeldes über die davor liegende Innenfläche und entsprechende Rückbildung der Deckelklappe eine Möglichkeit der Berührung dieser Flächenteile nicht mehr gegeben ist.

Die erwähnte Erhebung, welche von dem Bandfeld ausgehend, fast stets unterhalb der Schloßfläche zu sehen ist, setzt sich nun bei *Cochlearites* nach unten in eine besonders in der Oberschale starke Rippe fort, welche zu einem Seitenrand des Schließmuskels in naher Beziehung steht (Muskelleiste).

Auch hier wird eine enge Annäherung, beziehungsweise Berührung der Flächen nicht aufgegeben; in Fig. 7 sieht man in der nach oben zeichnerisch abgegrenzten Gesteinsfüllung des Wohnraumes den Abdruck der Rippe bis zur unteren Schale eingelassen; man sieht auch, daß die

Krümmung der Rippe genau in der Fortsetzung der Krümmung der Bandgrube hegt; ebenso bei Fig. 8. Bei der vorauszusetzenden engen Beziehung zwischen Band und Schließmuskel ist es verständlich, daß bei den, wie wir annehmen, nach vorne eingekrümmten Schalen (Fig. 1, 2, 3 und 5) der Schließmuskel entsprechend der Vorrückung des Bandes nach vorne subzentral vorgerückt zu sein scheint; leider sind an Fig. 1 und 5*) die Seitenränder zerbrochen und abgedrückt, so daß eine wünschenswerte Feststellung nicht möglich ist (vgl. oben S. 277 die Bemerkung über das von G. Böhm abgebildete Stück, in welchem der Muskel in der Mitte zu liegen scheint).

Bei den nach hinten gekrümmten Schalen ist entsprechend der nach hinten erfolgten Verlagerung der Bandgrube auch die Muskelleiste nach hinten gebogen (vgl. Fig. 7 und 8 und deren erhaltene Deckelschalen, auch 1903, Tafel 2; Fig. 3, Tafel 4, Fig. 3, G. Böhm, 1892, Tafel 2, Fig. 34). Es entsteht entgegengesetzt zu der Verengerung bei Fig. 1 und 5 ein außerordentlich weiter Wohnraum, welcher bei *Lithotis* durch die Verkürzung und die stetige hintere Lage der Muskelleiste bei jeglicher Einkrümmung auch eine stetige Weitung gehabt haben muß. Leider fehlen von diesen morphologisch wichtigsten Stücken solche mit Muskeleindruck, der nicht anders als weit hinten gelegen haben muß, da er mit dem Unterende der Rippe engstens verbunden ist.

Ehe wir nun noch einen ferner liegenden Vergleichsfall heranziehen, müssen wir noch auf zwei Einzelheiten bei *Cochlearites* hinweisen. Oberhalb des Muskels findet bei beiden Stücken (vgl. auch Böhm, 1892, Tafel 3, Fig. 4) eine vertiefende Unterbrechung nach hinten oben statt; das Stück Fig. 5 läßt drei gleichartige durch die Überwachsung fast ausgeglichene ältere Gruben dieser Art noch erkennen; ich halte diese längliche beiderseits offene Grube für den Durchlaß des dem Muskel stets eng angelegten Enddarm dienend, welcher gelegentlich auch bei *Ostrea* zu erkennen ist. Die weitere Eigentümlichkeit ist eine auf der Vorderseite gelegene, bei Fig. 1 etwas höher, bei Fig. 5 etwas tiefer ansetzende schmale Längsrippe, welche auch bei Böhm, 1892, Tafel 3, Fig. 4, sehr deutlich ist; es ist das die Rippe, welche den Beginn der Branchialfalten bei *Ostrea* kennzeichnet („Zentralblatt für Mineralogie“ usw., 1914, S. 170 und „Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft“, 1922, S. 228, Tafel VII, Fig. 6—7); diese Rippe beginnt dort meist an einem oberen (Fuß-) Muskeleindruck, zieht in weitem Bogen mit dem Schalenrand gleichlaufend nach dem hinteren Unterrand. Bei breiten Schalen eine mittlere Lage einhaltend, rückt er bei schmalen Schalen eng an den Vorderrand des Muskels, wenn keine Verlagerung in senkrecht entgegengesetzter Richtung möglich ist. Dies nehme ich für die langgestreckten Lithiotiden an. Auch hierin sehe ich Belege für die Richtigkeit der von mir vertretenen Anschauung, gegen deren Gewicht die wechselnden Eigen-

*) Bei Fig. 5 ist der Unterrand des vorletzten Muskelstandes erhalten; mißt man hier nach dem entsprechenden äußeren Schalenrand, so liegt der Muskeleindruck subzentral; entsprechend der seitlichen Verlegung des Schalenrandes nach innen, verschiebt sich der eigentliche Muskeleindruck auch nach der anderen Seite; leider fehlen hier die zugehörigen Schalenränder.

heiten der Muskellage keine zu hohe Bedeutung haben, zumal sie eine mit anderen Eigenheiten verbindende Erklärung finden können.

Wie die scheinbar so ständige Muskellage doch auch gelegentlich von Gattung zu Gattung wechseln kann, das beweist ein nicht genügend beachteter Fall bei *Tridacna*; sie ist Einmuskler mit angeblich mittlerer unterer Lage des hinteren Muskels; in der Tat liegt aber nach Prüfung zahlreicher Stücke der Muskel sogar vor der Mitte des Unterrandes. Schuld daran ist die Platz beanspruchende Anheftung der Schale mit dem durch die vordere Byssusöffnung hervortretenden dicken Fuß; hierdurch wird trotz einer gewissen Streckung des Vorderrandes mit einer Verschiebung der vorderen Atemöffnung die Vorderhälfte der Schale gekürzt und der dem Schalenband auf der Bauchseite wirkungsvoll entgegengestellte alleinige Muskel erscheint vor der Mitte des Unterrandes. Die Kloakenöffnung liegt unmittelbar hinter dem Schließfußmuskelpaar und es erscheint ein unnötig langer Raum für die innere Kloake.

Wir können uns der allgemeinen Tatsache nicht verschließen — auch aus histologischen Arbeiten bei Wirbeltieren folgere ich das — daß jede Art mineralischer Erhärtung, wie sie bei abnehmender Beweglichkeit oder beim Übergang zu sitzender Lebensweise einzutreten pflegt, den Organismus einem mineralischen Zwang aussetzt, der bei neuen Lebensantrieben überwunden werden muß, bei fehlenden auch zum Untergang eines Geschlechts führen kann; Verkalkungsgröße, wie sie sogar von Standorten abhängig ist, Verkalkungsart in mineralogischer und kristallographischer Hinsicht treten fast zwangsmäßig auf; der Trägheit, Geradlinigkeit und Flächenhaftigkeit der Ausscheidungen müssen das Gewebe, die benachbarten Organe und die Gesamtform des Weichkörpers, sie ausnützend und ausgleichend, entgegenwirken und sie leiten; bei Gattungen oder Arten, bei welchen derartige Ausgleichsbewegungen in der Organisation stattfinden, werden Veränderlichkeiten und Ausnahmsbildungen auftreten, welche mit ungewöhnlichen Größentfaltungen sehr häufig die Vorboten des Unterliegens der Organisation darstellen, da nicht jeder Ausgleich zu einer vollen Wiedererstarkung führt. —

Während der Vorderrand der Schale bei einer Wohnraumverengung zur Bildung einer entsprechenden queren Erweiterung stark in die Dicke entwickelt ist — eine allgemeine Erscheinung bei den eingekrümmten Zweischalern — tritt bei Fig. 5 noch ein aus der oberen Schloßfläche sich entwickelnder Randwulst auf, welcher die Enge noch vermehrt und den Beginn der Branchialleiste nach unten verlegt; hiemit ist eine deutlich abbiegende Verlagerung des Muskeleindrucks nach der entgegengesetzten Seite verknüpft; man sieht wie die Lage des Muskels abhängig ist von Wirkungen, welche wir als von der lebenswichtigeren vorderen Seite ausgehend betrachten, welche auch in querer Richtung die erweiterte ist.

Es wurde oben darauf aufmerksam gemacht, daß der Mantelrückenteil bei *Cochlearites* sackförmig gestaltet gewesen sein müsse; die gewaltige Wirbelhöhle bei *Lithotis*, welche, wie die geringere von *Spondylus* das Band und Schloßteile überwuchert hat, auch noch Reste

einer verkümmerten Muskelleiste enthält — welche nach 1903, Taf. 7, Fig. 6, tatsächlich auch bei *Lithiotis* zum Muskel ihre Beziehung behalten hat — ist auch wohl durch ein Vorrücken des Schloßrandes auf diesem sackartig gewachsenen Mantelrücken zu verstehen. Auffällig ist immerhin noch die Erhaltung der Muskelleiste (Analscheide) hoch über dem Muskel im hinteren Schalenraum. Wir haben oben auf die notwendige Beziehung des Muskels mit dem Band hingewiesen, dabei auch auf eine Wirkung der Flächenverfaltung in diesem von den Schloßflächen her entspringenden mittleren Gebilde aufmerksam gemacht; hier dürfte sich an der so ortsständigen Stelle vielleicht noch eine Verwachsung der Mantelhälften*) eingestellt haben, welche nach Verlust des Schalenbandes bei Herbeiführung eines engeren Zusammenschlusses der Mantelhälften zugleich auch den Kloakenteil des Schalenraumes in gewissem Umfang abgeschnürt hätte; das wäre die übermittelnde Ursache der bei *Lithiotis* so ständigen Erhaltung der hinteren senkrechten Längswand in der Wirbelhöhlung und ihrer der Haupthöhlung nachfolgenden Röhrenauffüllung. Wenn man nun das eigenartige Kleinröhrengefüge bei *Lithiotis* im Hinblick auf *Cochlearites* durch die erwähnte morphologische Überwucherung verstehen und als etwas der Anheftung des Mantels am Schalenrand der Zweischaler vergleichbares erklären kann, so ist doch nicht ausgeschlossen, daß schon bei *Cochlearites* vorhandene und in der Verkalkungsmasse sich ebenso äußernde Eigenheiten des Mantels und der Kalkfaserung, welche sich auch von den Verhältnissen bei Spondyliden unterscheiden, auch bei *Lithiotis* histologisch begründet waren. Es scheint mir aber hervorgehoben werden zu müssen, daß die Struktureigenheiten bei *Lithiotis* einem morphologischen Anstoß gefolgt sind. Dabei darf man nicht vergessen, daß senkrechter Druck am Schalenrand dort zur Bildung der Prismenschicht Anlaß gibt, daß verstärkter senkrechter Druck (vgl. S. 286) die Faserschichten weiter vereinheitlicht, daß aber an Stellen ohne solche Einwirkung dafür die nicht mechanisch und dynamisch gerichtete Kalkausscheidung leicht in die freiere Verkalkungsform, in die konkretionär ringsfaserige übergeben kann.

Zusammenfassung.

1. Eine Unterordnung von *Lithiotis* und *Cochlearites* unter *Ostrea*, eine Zusammenlegung der beiden Gattungen überhaupt, ist unhaltbar, ganz abgesehen von der Frage, ob sie zu den Ostreiden zu stellen sind.
2. Die Ligamentgrube der *Cochlearites* inmitten eines breiteren Schloßfelds ist ganz gleich jener bei *Plicatula*, eher mehr rückgebildet und unverhältnismäßig schmal; es gibt nach E. Philippi unter den Spondyliden zahnlose Geschlechter mit Ostreiden-Ligamentgrube, aber unter Ostreiden ist das Umgekehrte nicht der Fall.
3. An die zahnlosen Spondyliden sind die beiden Lithiotidengattungen anzuschließen; an *Spondylus* erinnert die Schloßbrandausbildung bei *Lithiotis*; an *Plicatula* jene von *Cochlearites*; bei *Lithiotis* ist ein Ligamentnachweis nicht möglich, wie das Ligament auch bei *Spondylus* von der Oberfläche verschwindet; bei *Cochlearites* verschwindet das Ligament sehr häufig in verschiedenen Alterszuständen ganz.

*) In nicht unähnlicher Weise sind ja gelegentlich auch die ursprünglich freien Mantelränder sackartig bis auf Schlitz für den Fuß, für die Atem- und Auswurföhren bei den Zweischalern zusammengewachsen.

4. Die Verzahnungsbildungen bei beiden Gattungen sind Neubildungen aus der bei Spondyliden lange vorhandenen Embryonalbezahnung (Frech); bei *Lithiotis* ist die Neubildung randlich linear zusammengeschlossen infolge der dem Schloßrand von *Spondylus* entsprechenden Überwucherungsvorwachsung, welche die Embryonalbezahnung hervorhebt; bei *Cochlearites* ist sie breit und längs ausgedehnt, flächenhaft, hauptsächlich dreiteilig, welche die Embryonalbezahnung nur in untergeordnetem Maße in einem Mittenfeld und zwei Seitenwulsten im ausgewachsenen Zustand ausdauern läßt.

5. Bei wenigen zweischaligen Muscheln ist am Schalenrande die Grenze zwischen unpaaren Mantelrücken und freiem Mantelrand so deutlich wie bei *Lithiotis*; die gleiche Grenze liegt bei *Cochlearites* am Unterende des seitlichen Schloßwulstes, stets noch etwas unterhalb des Schloßflächenzusammenschlusses im Mittenfeld; der Mantelrücken ist sackartig gestaltet. Die scharfe Trennung äußert sich auch hier in der scharfen Absetzung von Seitenwulst und Fiederfeld.

6. Das Verschwinden des elastischen Ligaments bei *Lithiotis* als Gattung und bei *Cochlearites* im Einzelleben läßt vermuten, daß hier wie bei Spondyliden auch kein unelastisches Ligament vorhanden war. Die Wirkung des Ligaments scheint durch das Auf und Ab der Wellenbewegung ersetzt worden zu sein.

7. Aus der mittleren Schloßfläche entwickelt sich nach unten eine Längsleiste, welche mit einem Rand des Muskeleindrucks in ständige Beziehung tritt und an diesem endigt; sie ist auch in den Querbrüchen des Schloßfelds als von den Schichten dieses Felds überwachsen nachzuweisen.

8. Der Muskeleindruck ist nur bei fast gerade gestreckten, beziehungsweise nach vorne eingekrümmten Schalen von *Cochlearites* bekannt; bei nach vorne eingekrümmten Schalen, bei welchen die Ligamentgrube nach vorne verlagert ist, rückt auch die Muskelleiste und der Muskeleindruck aus einer hinteren in eine mittlere Lage. Bei nach hinten gekrümmten Schalen rücken, beziehungsweise biegen Ligament und Muskelleiste nach hinten ab und es entsteht ein außergewöhnlich breiter Wohnraum; über die Muskellage hier fehlen die Nachweise.

9. Die mit der Einkrümmung zusammenhängende subzentrale Muskellage hat ihre Vergleichbarkeit bei *Tridacna* als Folge der starken Fußentwicklung, wozu auch das Vorhandensein eines Fußes bei *Spondylus* gehalten werden möge. Ein Fußmuskel besteht auch bei *Ostrea* ohne Fuß und hat eine Zusammenziehung des dem Mantelrücken nahegelegenen Körperteils zum Zweck. In wichtiger Weise könnte ein solcher Fuß als Beihilfe bei der Schalenöffnung und gleichzeitigen Ansaugung bei fehlendem Ligament wirken. Auch der Schalenmuskel wirkt im Sinne des Ausstoßens verbrauchten Atem- und Nährwassers.

10. Trotzdem die Lithiotiden in ursprünglich mergelig-schlammigen Schichten ortsansässig auftreten, sind sie doch ohne Schlammzwischenlage unmittelbar aufeinander angewachsen; sie ragten also bei starkem Längenwachstum über die Schlammtrübe so weit hinaus, daß auch die auf- und abgehende Wellenbewegung mit Beihilfe zur Schalenöffnung nicht schädlich, sondern vorteilhaft wirken konnte.

Was die Lebensweise und den Standort der Familie betrifft, so ist der letztere ohne Zweifel das Anschwemmungsgebiet eines tonigen Kalk-

schlammes; bei der Annahme einer beim Fehlen des elastischen Ligaments durch das Auf und Ab der Wellenbewegung erfolgenden Öffnung der Deckelklappe muß die Schale über der Trübe des Bodens ins Freie ragen; dies ist in Schlammböschungen nur möglich bei starkem Längenwachstum. Wenn der Mantelsaum, der die Kalzit-Prismenschicht absetzt, zu stärkeren Kalkabscheidungen veranlaßt wird, so kann die Mantelfläche ihre Tätigkeit beschränken oder einstellen und es kann bei gleicher Kalkausgabe um so mehr Länge und Dicke in der Schale geschaffen werden, als Kalzit den Aragonit an Raumeinnahme übertrifft. Wir haben nun bei Lithiotiden nur Kalzitschale. Ein anderes, was das Längenwachstum ermöglicht, ist das Fehlen jeglicher Bestachelung der Brettartig abgeflachten Deckelschale. Bestachelung bewirkt ein für die Deckelschale ungünstiges Abfangen von Wasserstößen, besonders wenn ein elastisches Band fehlt; es begünstigt dadurch auch die Ansiedlung von in der Form ungleichartigen Tiergewächsen und beschwert die Deckelklappe, deren Öffnung auch bei vorhandenem elastischen Band passiv erfolgt. Wenn zwar auf den Deckelschalen sich wieder Lithiotiden ansiedeln, so sind das zunächst junge kleine Schälchen, welche in der Gestaltung möglichst gleichartig beschaffen sind; beim Überhandnehmen werden sie auch nachteilig genug wirken; überhaupt ist anzunehmen, daß die Lebensbedingungen der Lithiotiden eine große Empfindlichkeit besaßen und daß nur ein Zusammentreffen seltener äußerer und innerer Umstände die Möglichkeit bot, zu einer kurzen volkreichen, artenarmen Hervorbringung zweier Gattungen.

Einschlägige Abhandlungen und Schriften.

1890. C. W. v. Gümbel, *Lithiotis problematica* Gümb., eine Muschel. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1890.
1890. L. Tausch v. Glückelsthorn, Fauna der grauen Kalke Venetiens, Abhandlung der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band 15.
1892. G. Böhm, *Lithiotis problematica*, Berichte der Naturforschenden Gesellschaft in Freiburg in Baden, Band 6, Heft 3, mit 3 Tafeln.
1902. Otto M. Reis, Das Ligament der Bivalven (Morphologie seines Ansatzfeldes, Wirkung, Abstammung und Beziehung zum Schalenwachstum), Jahreshefte des Vereines für vaterländische Naturkunde in Württemberg, mit 4 Tafeln.
1903. Otto M. Reis, Über Lithiotiden, Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band 17, mit 7 Tafeln und 4 Textbildern.
1904. F. Frech, Referat über die Abhandlung von Reis 1903 im Neuen Jahrbuch für Mineralogie usw., 1904, Band 2, Seite 326, mit Abbildungen.
1905. F. Frech, Zur Stellung von *Lithiotis*, Zentralblatt für Mineralogie usw., Seite 470.
1906. G. Böhm, Zur Stellung von *Lithiotis*, Zentralblatt für Mineralogie usw., 1906, Nr. 6, Seite 161—167, mit 2 Bildern.
1906. O. M. Reis, Über die Muskelleiste bei Zweischalern, Zentralblatt für Mineralogie usw., 1906, Seite 168—173.
1906. O. M. Reis, Bemerkungen zu G. Böhms „Zur Stellung der Lithiotiden“, Zentralblatt für Mineralogie usw., Seite 209—217.
1906. G. Böhm, Apikalhöhlung und Muskeleindruck bei *Lithiotis*, Zentralblatt für Mineralogie usw., 1906, Seite 458—461, mit 1 Bild.
1914. O. M. Reis, Zur Morphologie der Austernschale, Zentralblatt für Mineralogie usw., 1914, Seite 169—170.

Tafelerklärung.

Fig. 1 und 1 a. Unterschale und Oberschale von *Cochlearites loppianus* Tausch spec., auf die Hälfte verkleinert, in der oberen Schale noch Reste der den Wohnraum vom Rande her erfüllenden Gesteinsmasse, welche sich zwischen den

- Schloßflächen nicht mehr findet; gleiches gilt für Fig. 7, woselbst die Gesteinsfüllung nicht weggekratzt wurde. Sammlung des geologischen Instituts der Universität in Tübingen. (Fundort Lago di Loppio.)
- Fig. 1 *b* und 1 *c* zeigen die Zusammenlagerung, beziehungsweise die Raumverteilung an Quorbrüchen.
- Fig. 2 und 3. Wirbelspitzen der gleichen Art. Sammlung und Fundort, mit Querschnitten.
- Fig. 4. Querschnitt eines nicht abgebildeten Schalenpaares der gleichen Sammlung und desselben Fundortes; zeigt den engen Zusammenschluß mit der Muskelleiste (Fig. 1 *c*, 2 *c* und 7).
- Fig. 5. Unterschale von *Cochlearites* vom Lago di Loppio. Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien, mit eingeeengtem Vorderraum. Auf die Hälfte verkleinert; Muskeleindruck nach hinten, unten verlagert.
- Fig. 6. Bandfeld von *Cochlearites*, oben etwas angeätzt, unten an der Berührungsfläche mit Verwachsungsspitzen; Bandgrube nach der Seite der Einkrümmung verlagert (vgl. Fig. 1—3), mit Unregelmäßigkeiten auf dem dahinterliegenden Streifenfelde (unelastisches Band?). Lago di Loppio.
- Fig. 7. *Cochlearites* in $1\frac{1}{2}$ facher Vergrößerung; Einkrümmung nach hinten, Verlagerung von Bandgrube und Muskelleiste nach hinten mit starker Wohnraumerweiterung auf der Vorderseite (Fig. 8); obere Grenze der Gesteinsfüllung abgegrenzt. Fundort Crespadoro; Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien.
- Fig. 8. Nach hinten gekrümmtes Stück in halber Größe; ein unten abgesetzter Abschnitt des Schalenwachstums ohne Band hat entgegengesetzte Krümmung, behält aber die Wohnraumerweiterung bei. Fundort Crespadoro; Sammlung Wien.
- Fig. 9 zeigt am nnteren Ende des Schloßfeldes mit Längsrippung und abnehmendem Seitenwulst den Beginn des Wohnraumes und Fiederfeldes. Lago di Loppio; Sammlung Wien.
- Fig. 9 *a*. Querschnitt zu Fig. 9, Schichllinien nach dem Unterrand eingestellt.
- Fig. 10 zeigt nach Verlust des elastischen Bandes bei großer Längenerstreckung der Schale den gleichseitigen Bau des Schloß- und Streifenfeldes mit mittlerer Verfaltungsgrube (in Oberschale entsprechende Leiste); hiezu Querschnitt in Fig. 16. Lago di Loppio; Sammlung Wien.
- Fig. 11, 12, 13, 14. Unterende des Seitenwulstes und Beginn des Fiederfeldes, zeigt die auffällige Absetzung der beiden Bildungen, vergrößert (ausgenommen Fig. 13). Crespadoro und Lago di Loppio; Sammlung Wien.
- Fig. 15, 16. Querschnitt durch den Wirbelkörper von *Cochlearites* (Fig. 16 zu Fig. 10); zeigt bei völlig gleichseitig ausgeglichenem Wirbel- und Mittelfeld eine nach rechts (hinten) gelegene Schichtaufbiegung, welche der Muskelleiste entspricht und selbst bei einem nach vorne eingekrümmten Stück (Fig. 15) im oberen Schalenabschnitt die hintere Lage dieser Leiste kennzeichnet. Lago di Loppio; Sammlung Wien.
- Fig. 17 und 17 *a*. *Lithiots problematica* Gümbel Leistenfeld in etwas über zweifacher Größe mit darunter gestelltem Querschnitt. Lago di Loppio; Sammlung Wien.
- Fig. 18. Bruchstück eines solchen, zeigt Unterbrechungen im Anwachstum, welche (ohne Eingriffe) die Schloßfläche bloßlegen; links ein Längsschnitt. Gleicher Fundort und Sammlung wie 17.
- Fig. 19, 20, 20 *a*, 21. Verschiedene Ausbildungen der Streifenleisten von *Lithiots problematica*. Lago di Loppio; Sammlung Wien.
- Fig. 22. Querschnitt durch den Wirbelkörper von *Lithiots* von der Spitzenseite gezeichnet; hier ist „hinten“ auf der linken Seite.
- Fig. 23, 24. Schloßfeld von *Spondylus*; Fig. 23 stark vergrößert zum Vergleich mit Fig. 18.
- Fig. 25 bis 27. *Plicatula*. Die Herkunft von Fig. 27 habe ich leider nicht mehr feststellen können; zeigt abgesehen von Eigenheiten der Schloßbildungen Einblicke in die Raumverteilung vor und hinter dem Muskel.
- Fig. 28. *Ostrea stbellula* Lamk. Wiedergabe des Bildes Tafel 3; Fig. 5 in Jahreshefte Ver. Vaterl. Naturkunde in Württemberg 1902.

