

Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen.

I. Teil.

Von Wilhelm Vortisch.

Mit 4. Abbildungen und 1 Tafel.

Gedruckt mit Unterstützung der deutschen Gesellschaft der Wissenschaft und Künste für die tschechoslowakische Republik.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	2—3
I. Die Westseite der Steinplatte bei Waidring	3—18
1. Das Profil der Rhätsedimente und deren Faziesübergang in den weißen Riffkalk	4—12
2. Tektonische Verhältnisse des Aufschlusses	12—18
II. Die Umgebung der Basilalm, nordwestlich vom Achensee	18—35
1. Rhätprofil am Fonsjoch und faziieller Übergang zum Riffkalk der „Wilden Kirche“ und weiter gegen N	19—26
2. Liasprofil am Fonsjoch und westlich davon und Fazieswechsel des Lias durch die Basilmulde bis zur Schrambachalm	26—32
3. Tektonische Verhältnisse	32—35
III. Bemerkungen zur Sedimentpetrographie	35—44
1. Die Kalke der eigentlichen Riffbildungen	35—40
Tabellarische Zusammenstellung der einzelnen Typen, ihre Übergänge und Verbreitung S. 35. — Die subklastische Beschaffenheit (Mikrogerölle) S. 36. — Bruchstücke aus größerem Kalzit S. 37. — Deutung der beiden letztgenannten Struktureigentümlichkeiten S. 38. — Mikroskopisch erkennbare organische Reste (Echinodermen, Foraminiferen, <i>Octocorallia</i>) S. 39.	
2. Oberrhätische Kalke außerhalb der eigentlichen Riffe, die mit diesen in genetischer Beziehung stehen	40—41
Das Gestein des obersten Rhät in Profil 6 bei der Schrambachalm S. 40. — Der Kössener Kalk Hahns von der Steinplatte S. 41. — Dem letzteren ähnliches Gestein im obersten Rhät des Fonsjoches S. 41.	
3. Chemische Untersuchung dreier Faziestypen desselben Horizontes an der Steinplatte (Tabelle)	41—43
4. Knollige Kalke und Knollenkalke	43—44

	Seite
IV. Paläographische Deutung der Ergebnisse	44—61
1. Die eigentlichen Riffbildungen	44—54
Schematische Ableitung der Verhältnisse aus einigen wahrscheinlichen Voraussetzungen S. 44. — Beziehung der Verhältnisse des Aufschlusses auf der Westseite der Steinplatte auf das abgeleitete Schema S. 45. — Beziehung der Verhältnisse der „Wilden Kirche“ bei der Basilalm auf das abgeleitete Schema S. 47. — Kleine Riffe S. 49. — Fortsetzung des Riffes der Steinplatte und der „Wilden Kirche“ auf weitere Erstreckung S. 49. — Die „katarhischen Kalke“ Salomons S. 50. — Paläogeographische Erörterung der organischen Reste S. 50. — Die Riffsedimente vor der Verfestigung, ihre Aufarbeitung, Zerkleinerung durch Tiere, Höhlungen S. 51. — Ursprung des Kalkes der Riffsedimente S. 52. — Chersogener Anteil, organische Substanz, FeCO ₃ -Gehalt S. 53. — Fe ₂ O ₃ -Gehalt S. 54.	
2. Die heteropischen Bildungen in der Nachbarschaft der Riffe	54—56
Meerestiefe S. 54. — Entstehung der dunklen Schiefermergel und ihrer kalkigen Einlagerungen am Fonsjoch S. 55. — Entstehung der „Kössener Kalke“ Hahns in der Kammerkehr-Sonntagshorngruppe S. 56.	
3. Entstehung der Schichtung der oberrhätischen Sedimente	57—58
4. Wirkung der Riffe als präliassische Erhebungen am Meeresgrunde auf die liassische Sedimentation	58—59
5. Vergleich mit anderen, rezenten und fossilen Riffbildungen	59—61
Die ladinischen Riffe der Südalpen S. 59. — Der norische Hochgebirgsriffkalk der Nordalpen S. 60. — Zusammenfassung der wichtigsten Eigenschaften der oberrhätischen Riffe und Gegenüberstellung der rezenten Riffbildungen S. 60.	
Literaturverzeichnis	62—64

Vorwort.

Erst vor kurzem wies Leuchs (Centralbl. f. Min. etc. B, 1925, S. 213) darauf hin, daß sedimentpetrographische Studien in den Alpen bisher gegen stratigraphische und tektonische Forschungen vernachlässigt wurden. Die stratigraphische Reihenfolge der alpinen Sedimente bildete die Grundlage für jede geologische Alpenforschung überhaupt, und war sie einmal in den Hauptzügen sichergestellt, so mußte die Mannigfaltigkeit und Verwickeltheit der tektonischen Probleme notwendig die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich ziehen. Trotzdem bietet die geologische Literatur der Alpen bereits eine Reihe wertvoller Arbeiten auch auf sedimentpetrographischem Gebiet; ich nenne nur: Sueß-Mojsisovics, Studien über die Trias und Jurabildungen in den östlichen Alpen, II. Gebirgsgruppe des Osterhorn (1868), und Wähner, Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias (1886). Leuchs hat in der obengenannten Arbeit an einem Beispiel aus dem Wettersteingebirge gezeigt, wie durch solche Untersuchungen auch tektonische Zweifel beseitigt werden können.

Auf diesem Wege trachtet auch die vorliegende Arbeit vorzudringen. Vielleicht werden gegen diese Methode mancherlei Vorwürfe erhoben werden. Dem Geologen, der an künstliche Aufschlüsse in leichter zugänglichen Gegenden gewöhnt ist, werden vielleicht die Profile nicht immer genug ins einzelne gehen. Darauf ist zu erwidern, daß die

natürlichen Aufschlüsse des Hochgebirges solche genaue Beobachtungen, besonders in weicheren Gesteinen, oft gar nicht zulassen. Von seiten der Alpengeologen hingegen, welche größere Einheiten zu erfassen pflegen, könnte die räumliche Beschränktheit der untersuchten Aufschlüsse getadelt werden. Aber es kommt nur darauf an, möglichst direkt zu einer Lösung der gestellten Fragen zu gelangen, und wenn dies durch das Studium einzelner guter Aufschlüsse leichter zu erreichen ist als durch Untersuchung größerer, schlecht aufgeschlossener Gebiete, so ist dem ersteren Verfahren der Vorzug zu gehen.

Das tschechoslowakische Ministerium für Schulwesen und Volkskultur hat die Arbeiten durch Gewährung einer Reiseunterstützung für den Sommer 1923 gefördert und bewilligte außerdem einen Beitrag zur Bestreitung der Druckkosten. Hiefür sei herzlich gedankt. Ganz besonders aber bin ich meinem Lehrer Herrn Professor Dr. Franz Wähner zu Dank verpflichtet, denn seiner alpinen Erfahrung entsprang überhaupt der Plan, die ausgezeichneten Aufschlüsse einer genaueren Untersuchung zu unterziehen; auch im Laufe der Arbeit selbst opferte er Zeit und Mühe, um dieselbe zu fördern. So hatte der Genannte die Güte, den Aufschluß an der Steinplatte für mich zu photographieren, unterstützte mich bei der Bestimmung der Versteinerungen und erleichterte das Aufsuchen der Literatur durch seine Kenntnis der in Betracht kommenden Werke. Endlich hat mich auch die deutsche Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die tschechoslowakische Republik durch Gewährung eines noch weiter erforderlichen Druckkostenbeitrages in dankenswerter Weise unterstützt.

Bemerkung: Literaturzitate beziehen sich auf das alphabetische Verzeichnis am Schlusse der Arbeit. Zum Nachsuchen genauerer Angaben über die angeführte Literatur genügt es, den dritten Teil des Verzeichnisses heranzuziehen, da die paläontologische Bestimmungsliteratur nicht zitiert wurde. Die den Autornamen nachfolgende zweistellige Zahl in Klammer sind die beiden letzten Stellen der Jahreszahl des Erscheinens des betreffenden Werkes, welche im Verzeichnis hinter dem Autornamen folgt.

I. Die Westseite der Steinplatte bei Waidring.

Die auffallende Wand von hellem Kalkstein, die den bewaldeten Hang nördlich der Straße Paß Strub-Waidring krönt, erreicht nördlich von Waidring ihre größte Höhe mit 1871 m, hier zutreffend als „Steinplatte“ bezeichnet. Alsbald schwenkt sie mit einem nach SW weisenden Eck aus der O-W-Richtung in die N- bis NNW-Richtung um und setzt sich dann, nach einigen hundert Schritten an Höhe abnehmend und aus dunkleren Gesteinen aufgebaut, noch weiter fort. Es handelt sich, wie schon lange bekannt ist, um oberrhätischen Riffkalk [Wähner (03a) S. 90] oder sogenannten oberen Dachsteinkalk und dessen Äquivalente, welcher von mergelreichen unterrhätischen Schichten unterlagert wird. Die Photographie Tafel 1 ist von Grünwaldspitz, Kote 1522, westlich der Grünwaldalm, aus aufgenommen und stellt einen Teil des nord-

westlich verlaufenden Wandabschnittes mit seinem Fußhang bis zum SW-Eck und noch einen kleinen Teil der W-O-Wand, allerdings in starker perspektivischer Verkürzung, dar. Die Zeichnung gibt, etwas schematisiert, mit möglichst enger Anlehnung an die Photographie, die geologischen Verhältnisse des Aufschlusses. Einander entsprechende Punkte auf den beiden in gleichem Maßstabe gehaltenen Bildern sind mit gleichen Zahlen bezeichnet. Den perspektivischen Verhältnissen der Photographie sucht die Skizze dadurch nahezukommen, daß sie als Blockdiagramm aufgefaßt ist. Die nach W gerichtete Wand des Aufschlusses ist so gleichsam auf die vordere Fläche des Diagramms projiziert und die nach S gerichtete auf die nach rechts hinten verlaufende Diagrammfläche. Die beiden Wandteile auf Photographie und Skizze werden stets als W- und S-Wand bezeichnet werden, die Ecke, die sie bilden, einfach als Wandeck. Daß bei der beschriebenen Darstellungsart kleinere Unebenheiten verschwinden müssen und dadurch kleine Verzerrungen entstehen, ist verständlich, wirkt aber nicht störend. Ohne daß im Text ausdrücklich weiter darauf hingewiesen wird, mögen stets beide Abbildungen verglichen werden. Die Skizze gibt nur den rechten Teil der zusammenhängenden Wand im oberen Teile des Lichtbildes und endigt links mit Profil 1, dessen Buchstaben zum Teil beigegefügt sind.

Den in der Tafel 1 dargestellten Teil der zusammenhängenden Wand kann man als tektonisch fast ungestört ansehen. Ein kleines Einfallen im linken Teile des Aufschlusses nach O kommt nicht in Betracht und die vertikale Verschiebungskomponente der zahlreichen Brüche beträgt höchstens 2 bis 3 m. Es sind im wesentlichen schichtenparallele Verschiebungen vorsichgegangen, die nur in einem Falle eine besondere Bedeutung erlangten. Vgl. S. 13, 14. Unterhalb der unregelmäßigen Linie jedoch, die in der Skizze die untere Grenze der geologischen Signaturen bildet und in der Natur den Beginn der Schuttverhüllung anzeigt, also am Fußhange der Wände, gibt es tektonische Verwicklungen, welche S. 15, 16 genauer beschrieben werden.

1. Das Profil der Rhätsedimente und deren Faziesübergang in den weißen Riffkalk.

Bei der torförmigen Nische, welche ganz links in die obere Wand eingesenkt ist, beobachtet man von dem Rasenfleck, welcher weiter unten den Wald unterbricht, nach aufwärts folgendes Profil (d. i. am linken Ende der Skizze!) (Hier wie in allen nachfolgenden Profilen sind die Angaben in Metern durch Ausmessen festgestellt. Wenn dies nicht möglich war, somit geschätzt werden mußte, ist stets das Wort „zirka“ vorangestellt.)

Profil 1, Rhät, W-Seite der Steinplatte.

- l) 3 m. Mächtige Bank von hellgrauem, feinkristallinem, krinoidengliederreichem Kalk.
- k) 2 m. Mächtige Bank von hellgrauem, feinkristallinem, krinoidengliederreichem Kalk.

k und l sind über der Nische nicht vorhanden bzw. abgetragen, daher von weiter links und rechts einkombiniert.

j) zirka 12 m. Ähnliche Kalke wie i, aber mit nach oben zunehmenden Krinoidenstielgliedern. Sanfter geböschet.

Hahn (10), S. 345 und 350 gibt unter dem Fundorte „Kammerkeralpen“ in den obersten krinoidenreichen Teile seiner Kössener Kalke, also in j oberer Teil-1, *Choristoceras* an.

i) zirka 30 m. Wand von hellgrauen, feinkristallinen Kalken, die durch stark zurücktretende mergelige Fläsern grobknollig entwickelt sind.

h) 16 m. Im Mittel fußdick geschichtete, dunkle Kalke mit knolligen Schichtflächen und deutlichen, aber selten einige cm überschreitenden Schiefermergelzwischenlagen. Besonders an der Basis mächtigere, geschlossene Bank. Neigung des Hanges 45°. In den Kalken *Spiriferina uncinata* Schafh.

g) zirka 10 m. Schlecht aufgeschlossen. Reichlich Schiefermergel. Neigung des Hanges von 35° unten auf 50° oben steigend.

Aus diesem Horizont oder dem unteren Teil des nächst höheren stammt *Terebratulula pyriformis* Sss. und *Rhyncholla fissicostata* Sss.

f) zirka 17 m. Wand von heller grauen, mehr feinkristallinen Kalken mit stark reduzierten Schiefermergelzwischenlagen. Diese bilden knollige Schichtflächen oder umfläsern die großknolligen Kalke.

e) 9 m. Dunkle Schiefermergel in Wechsellagerung mit dunkelgrauen, tonigen, dichten Kalken, die im oberen Teil mit grobknolligen Schichtflächen enger zusammentreten. Hangneigung zirka 48°. In den Kalken verschiedene *Pecten* sp., *Cidaris* sp., *Lima punctata* Sow. und auf deren Schalen bisweilen *Plicatula intusstriata* Emmer.

d) 1 m. Bank von etwas heller grauem, feinkristallinem Kalk.

c) 15 m. Dunkle Schiefermergel, mit scharfer Grenze über b beginnend, in der unteren Hälfte mit wenige cm dicken Kalkplatten, treten nach oben gegen überhandnehmende Kalke mit grobknolligen Schichtflächen zurück. Zahlreiche verschiedenartige Lumachellen. Ungefähr in der Mitte eine solche mit *Gervilleia inflata* Schafh., *Modiola minuta* Goldf., *Gervilleia praecursor* Qu., *Ostrea* sp., selten *Anomia* vermutlich *alpina* Winkl., im Schutt, ebenfalls von hier stammend; eine ähnliche, aber mit zahlreichen *Anomia* und verschiedene andere. Etwas über der erstgenannten in situ Lumachelle mit zahlreichen *Avicula contorta* Portl. Von hier stammt wahrscheinlich auch *Pecten Valoniensis* DeFr., Stielglieder von *Pentacrinus*. Neigung des Hanges hier zirka 48°.

b) $\frac{3}{4}$ m. Bank von etwas heller grauem, feinkristallinem Kalk.

a) 20 m (mindestens). Hierunter begreife ich alles, was unter b noch zum Rhät. gehört, bis zum bunten rhätisch-norischen Grenzhorizont. Unter b sieht man noch etwas dunkle Schiefermergel mit dunklen Kalken in Wechsellagerung, dann beginnt eine Schutthalde. Tiefer unten liegen über dem Grenzhorizonte noch 20 m dachsteinkalkartige Bänke, jedoch ist der Hang, wie wir später sehen werden, nicht tektonisch einheitlich. Die angegebene Mächtigkeit ist also ein Mindestbetrag.

Liegendes: Bunte Grenzkalke nach Hahn (10), S. 26. Darunter stellen sich alsbald neben dachsteinkalkartigen Bänken weiße, feingeklüftete Dolomite ein. Typischer Plattenkalk fehlt also hier.

Da bei der Untersuchung das Hauptaugenmerk auf die geologischen Zusammenhänge gerichtet wurde, konnte dem Suchen von Versteinerungen nur wenig Zeit gewidmet werden. Hahn (10) gibt ausführliche Fossilisten, in denen sich die unter „tiefere Horizonte der Kössenerkalke“ mit Fundort 7 (W-Seite der Steinplatte), S. 349—350 aufgezählten Arten auf unser Profil beziehen. Wie aus dem Vergleich mit diesen hervorgeht, sind doch einige der von mir aufgefundenen neu. Besonders wichtig aber ist ein Umstand, welcher aus den stratigraphisch viel zu weit gefaßten Listen Hahns nicht mit genügender Deutlichkeit hervorgeht, nämlich daß, wie in dem klassischen Osterhornprofil nach Suess-Mojsisovics (68) bes. S. 193, die seither mehrfach nachgewiesene Faunenfolge wenigstens nach einigen Charakterformen derselben vorhanden ist. *c* würde in die schwäbische Fazies zu stellen sein, *e* in die karpathische Fazies, *g—h* in die Kössener und *j—i* in die Salzburger Fazies. Eine weitere Übereinstimmung wäre der Umstand, daß auch hier zwischen karpathischer (*e*) und Kössener Fauna (*g—h*) Schichten (*f*) mit reichlichen Lithodendrenkalken, entsprechend der Hauptlithodendrenbank von Suess im Osterhornprofil, liegen.

Aus dem oberen Teil des Profils 1 nun entwickelt sich gegen rechts weißer Riffkalk [im Sinne von Wähner (03a) S. 90], während der untere Teil ohne derartige Faziesänderung nach rechts fortsetzt. Daß rechts unter dem Riffkalk noch tonreichere Gesteine vorhanden sind, geht aus der sanften, mit tonigen Verwitterungsprodukten bedeckten Stufe unter den Wänden hervor. Unter dem Wanddeck ist übrigens auch ein beschränkter Aufschluß von dunklen, mergeligen Kalken zu sehen. Hahn (10) (vgl. S. 345, 346 und Karte) faßt die Verhältnisse ebenso auf. Es fragt sich nur, welchem Punkt im Profil die Grenze zwischen Riffkalk und mergeliger Fazies des Rhät weiter rechts entspricht. Unter Berücksichtigung aller in Betracht kommender Verhältnisse wird sich herausstellen, daß ungefähr die Grenze zwischen *e* und *f* im Profil 1 dieser Faziesgrenze im Gebiet der Riffkalkentwicklung des Aufschlusses entspricht. Jedoch ist von *f* an nach aufwärts der fazielle Übergang zum Riffkalk zunächst noch teilweise von Schutt verhüllt und erst von der Grenze *h—i* an ist er völlig aufgeschlossen. Gut begehbar ist in der Fortsetzung nach rechts wieder nur der unterste Teil von *i* und *j, k, l*. Diese beiden Partien des Aufschlusses sollen daher zuerst besprochen werden, um die hieraus gewonnenen Erfahrungen auch auf die nur von weitem sichtbaren, nicht direkt zugänglichen Teile (*i* mittlerer und oberer Teil), bzw. durch Schutt und Vegetationsbedeckung unterbrochenen Teile (*f, g, h*) anwenden zu können.

Wir verfolgen zunächst den Jagdsteig, der von Profil 1 aus am Fuße der Wand *i* nach rechts führt. Mehrfach mit dem Hammer erreichbar hebt sich aus dem knolligen Kalke *i* eine über 1 m mächtige Bank heraus, welche, wie die übrigen Schichten der Wand, aus einem später zu erwähnenden Grunde, der mit dem Fazieswechsel der Partie *i* nichts zu tun hat (vgl. S. 11), unter 13° N 330° W fällt, also nach rechts

ansteigt. Unter Punkt 1 (Tafel 1) wird die Lagerung, abgesehen von einem wahrscheinlich auch hier vorhandenen kleinen Einfallen gegen O, wieder flach. An dieser Stelle hört, soweit feststellbar, auch die obere Grenze der Bank, d. i. eine knolligmergelige Zwischenlage gegen eine sich über ihr entwickelnde, rasch an Mächtigkeit zunehmende Bank auf. Die aus der Vereinigung hervorgehende Bank nimmt nach rechts noch weiter an Mächtigkeit zu und diese Mächtigkeitszuwächse erteilen natürlich den unmittelbar überlagernden Schichten einen nicht tektonisch entstandenen, größeren Neigungswinkel als die Schichten unter den in Rede stehenden Bänken haben, die rechts unterhalb Punkt 1 sogar flach liegen. Unter Punkt 2 wird der vorher ziemlich dunkle Kalk der nunmehr sehr mächtigen Bank mehr und mehr lichtgrau. Der leicht zugängliche Teil von *i* unter der beschriebenen Bank beginnt sich hier in 3 Bänke zu gliedern, die, wenn auch noch im Innern etwas knollig, durch deutlichere knollige Zwischenlagen getrennt sind. Bei Punkt 3 hinter dem Latschenfleck nehmen sie lichtgraue Farbe an, behalten jedoch zum Unterschiede von der vorigen Bank noch ihre knollige Beschaffenheit. In der Hohlkehle rechts von Punkt 3 nehmen sie ein Einfallen von 28° ungefähr N an und hier kommt es zur Entwicklung von sehr typischen Knollenkalken, die aus flachen, über faustgroßen, am frischen Bruch gelbgrauen, zu dünnen Lagen vereinigten Kalkknollen mit trennenden mergeligen Fasern bestehen. In diesen Fasern fand sich *Waldheimia elliptica* Zugmayer. Am linken Beginn der Hohlkehle werden die dünnen Schichten dieser Knollen plötzlich etwas mächtiger, wodurch sie sich gleichsam auseinandersperren, die Grenzen verwischen sich und es entwickelt sich eine riesige, flach elliptische Knolle von zirka 5 m Höhe und 10 m Länge, die in die Knollenkalk e eingebettet ist und auf frischem Bruche bedeutend heller gefärbt ist als diese. Sie ist auf Tafel 1 unter Punkt 3 als etwas hellerer Fleck im Schatten der Hohlkehle teilweise sichtbar. Näheres folgt S. 49. Unter den Knollenkalken liegen in der Hohlkehle noch plättige, ähnlich gefärbte, mergelige Kalke, welche wohl die Fortsetzung der plättigen Kalke bilden, die weiter nach links his zum Profil 1 nur hier und da am unteren Ende der Wand *i* aus dem Schutt auftauchen. Sie bilden die Grenze gegen *h* und seine Äquivalente.

Die Fortsetzung der Wand *i* unseres Aufschlusses weiter nach N ist leicht ersteigbar; dadurch gelangen wir in die linke Fortsetzung von *j*, *k* und *l* des Profils 1 am linken Ende des Bildes. Bei Kote 1648, wo der Weg Grünwaldalm-Kammerkeralm den höchsten Punkt erreicht, sind in diesem Niveau ganz ähnliche Kalke entwickelt, wie sie aus *i*, unterer Teil, bekannt sind, nur mit der Besonderheit, daß sie hier und da dunkle Hornsteinkauern enthalten. Wandern wir über der Wand (N-Fortsetzung von *i*) nach SSO, so stellen sich in den obersten Partien Krinoidenglieder ein, die Kalke werden etwas heller und feinkristallin und es sondert sich — noch immer N-Profil 1 — eine 3 m mächtige, oberste, hellgraue, feinkristalline, krinoidengliederreiche Bank. Dann folgt die Lücke, unterhalb deren Profil 1 liegt. Der weitere Zusammenhang ist daher etwas hypothetisch. Die Gesteine nehmen, je weiter südlich, desto deutlicher, ein N gerichtetes Fallen an. Wegen der in *i*

liegenden, nach rechts anschwellenden Bänke erreichen sie größere Winkel als die Bänke am unteren Rande von *i* und entbehren der dortselbst rechts von Punkt 1 vorhandenen Unterbrechung durch ein horizontales Stück. Bei Punkt 1 sind dann als oberste Schichten zwei mächtige Bänke vorhanden, von welchen die obere, 6 m mächtige, vermutlich die Fortsetzung der 3 m mächtigen Bank vor der Lücke darstellt, während sich die untere neu entwickelt hat. Darunter bilden sich aus *j*, oberer Teil, noch weitere Bänke von ähnlichen hellgrauen, feinkristallinen, krinoidenreichen Kalken. Die vorerwähnte oberste, 6 m mächtige Bank findet durch Abtrag bald ihr Ende, die darunterfolgende setzt sich noch bis über Punkt 3 ans obere Ende der mit auffälligen Regenstreifen bedeckten Wand fort, um weiter oben ebenfalls zu verschwinden. Am oberen Ende der erwähnten Wand ist die Schichtfläche, die ihre Liegendgrenze bildet, durch Abrutsch des Hangenden auf eine weite Strecke entblößt. Vom Grünwaldspitz aus, von einem höheren Punkte, als von dem das Lichtbild aufgenommen ist, wird die blendend weiße Fläche sehr auffällig. Sie ist etwas uneben und fällt N 330° W unter 32°. Dieser Winkel ist der größte, der als Böschungswinkel der Riffhalden (vgl. S. 45) überhaupt gemessen wurde. Die Schichtfläche wird von den S. 17 beschriebenen Spalten überquert. Am oberen Ende derselben stellen sich die ersten Korallenbüschel ein. Steigt man noch weiter hinan, beobachtet man, wie das Gestein noch heller wird und in weißen Riffkalk übergeht. Lithodendronkalk, z. T. mit rötlicher Zwischenfüllung, sind auf der Gipfelpartie allenthalben verbreitet, auch die Gasteropodenfazies des Riffkalkes ist hier zu beobachten (G Tafel 1). Stellenweise sind auch auf der Höhe der Steinplatte wieder krinoidengliederreichere Kalke vorhanden. Überhaupt ist der Kalk auch hier nie so rein weiß, wie z. B. im Riff an der „Wilden Kirche“.

Man kann noch verhältnismäßig nahe unserem Bilde in Schluchten, die durch Erweiterung von Klüften entstanden sind, auf der S-Wand fast bis zur Hälfte der Wandhöhe hinabklettern. Neues sieht man hierbei nicht. Auch hier haben die Kalke noch einen grauen Stich, führen häufig Krinoidenglieder und ganz unten endlich war ein Muschelnebst mit *Oxytoma inaequivalve* Sow., ähnlich dem S. 10 beschriebenen zu sehen.

Es bleibt noch die Fortsetzung des mittleren Teiles von *i*, Profil 1, nach rechts zu besprechen. Soviel man aus einiger Entfernung und auf der Photographie Tafel 1 sehen kann, entwickeln sich unter den Punkten 1 bis 2 Bänke, die weiter nach rechts alsbald ihre Abgrenzung verlieren und so mit der einheitlichen Kalkmasse verschmelzen.

Nun zur Fortsetzung der unter der Grenze *h—i* gelegenen Schichten des Profils 1. Unter der Hohlkehle rechts von Punkt 3 folgen von deren betretbarem Boden an ungefähr 1 m dicke, im Innern schwach knollige Bänke hellgrauen Kalkes, die durch dunklere knollige Zwischenlagen getrennt sind. Einschließlich einer darunter folgenden, mehrere Meter mächtigen Bank reichen diese Schichten bis zur Zwischenlage bei Punkt 4, welche, als Stufe herausgearbeitet, Latschenbüsche und ein kleines Fichtenbäumchen trägt. Alle diese Bänke verlieren gegen rechts ihre knollige Beschaffenheit und bald auch die trennenden

Zwischenlagen, so mit der Kalkmasse rechts sich vereinigend. Sie müssen, da sie unter der Fortsetzung von *i* liegen, den Schichten *h*, oberer Teil, in Profil 1 entsprechen. Darunter, d. h. tiefer unter der Hohlkehle, folgt noch eine Anzahl ähnlicher Bänke, die nach unten im Innern immer knolliger werden, während die obersten fast massig sind, ebenfalls mit dunkleren knolligen Zwischenlagen und die, ihrer Lage im Aufschlusse nach zu urteilen, dem unteren Teil von *h* sowie *g* entsprechen dürften. Der Zusammenhang nach links und rechts ist unterbrochen. Sämtliche Bänke unter der Hohlkehle haben eine Neigung von 10° nach N und die oberen, weiter verfolgbaren, nehmen ziemlich unvermittelt eine solche von 28° an, bevor sie sich mit der Riffkalkmasse vereinigen. Der Knick liegt je tiefer desto weiter nach rechts.

Die am unteren Rande der Wand rechts unter Punkt 4 folgenden Schichten müssen nun selbstverständlich wieder dem unteren Teil der Bänke unter der Hohlkehle entsprechen, den wir nach rechts im Schutt verschwinden sahen und *h* unterer Teil und *g* gleichstellten. Diese Bänke rechts unter Punkt 4 tauchen mit einer Neigung von 20° aus dem Schutt empor, welche sie beibehalten. Der Knick gegen einen schwächeren Einfallswinkel dürfte nach Analogie der früher beschriebenen Bänke unweit der Stelle, wo sie in den Schutt tauchen, von diesem verhält sein. Diese Verhältnisse halten auch weiter gegen S an, solange noch Bänke aus dem Schutt hervortreten. Die Schichten unter Punkt 4 bis zum Eck der Wand müssen im oberen Teil, wie gesagt, *h* unterer Teil und *g* entsprechen. Für den untern Teil könnte man noch ungefähr *f* in Anspruch nehmen, so daß der tiefste Punkt am Wandeck, unter dem, wie oben erläutert, alsbald die mergelreiche Fazies, entsprechend Profil 1 unterer Teil, folgt, etwa der Grenze *e*—*f* entsprechen könnte. Groß ist der Fehler, den wir hiebei machen, jedenfalls nicht. Die in Rede stehenden Schichten zwischen Punkt 4 und dem Wandeck lassen sich in 3 Abschnitte sondern. Der 1. Abschnitt unter Punkt 4 besteht von oben nach unten aus mächtigen Bänken hellgrauen Kalkes mit knolligen Zwischenlagen, die oberste mit roten Schlieren und Schmitzen, welche nicht die regelmäßige Form der schon öfter erwähnten Mergelfasern haben, einer massigen Partie hellgrauen Kalkes, an der Basis knollig werdend und von einer knolligen Schichtfläche begrenzt, darunter nochmals einer massigen, hellgrauen Bank, etwas weniger mächtig. Als 2. Abschnitt folgen ziemlich stark knollige, durch knollige Zwischenlagen getrennte Bänke grauen Kalkes mit zahlreichen Krinoidengliedern. Wie in Abschnitt 1 geht die Sonderung in Bänke nach rechts oben bald verloren. Nur die unterste Partie nimmt horizontale Lage, stellenweise sogar S-Fallen an. Die knolligen Kalke dieser Partie verschwinden auf der S-Wand im Schutt. Endlich den 3. Abschnitt bildet noch eine mindestens 7 m mächtige Partie massigen, hellgrauen, krinoidenreichen Kalkes, stellenweise in echte Krinoidenkalke übergehend. Wichtig ist, daß auf dem ganzen Wege unter der Wand *i* bis zur Hohlkehle und dann quer durch die auftauchenden Bänke bis zum Wandeck nirgends Lithodendronkalke zu sehen sind. Erst in einiger Entfernung vom Eck auf der S-Wand sind sie vorhanden. Durch wandparallele Klüfte sind hier mehrere spitzdreieckige Klippen abgesetzt. Die Spitze der höchsten

bei Punkt 5, zirka 40 m über dem Wandfuß, ist leicht erklimmbar. Man sieht beim Hinansteigen, wie Krinoideuglieder im Kalk immer seltener und dieser selbst immer lichter wird. Dagegen ist Lithodendronstruktur bis weit hinauf sichtbar. Im unteren Teil des Anstieges trifft man eine zirka 10 m lange, 1 m hohe linsenförmige Einlagerung, die ganz erfüllt ist mit *Oxytoma inaequivalve* Sow. (M Tafel 1). Daneben gibt es auch in dieser Zweischalerfazies reichlich Krinoidenglieder. Merkwürdige Einlagerungen beobachtet man, wenn man am Fuß der Wände noch weiter gegen O geht. Man steigt zunächst ziemlich steil hinan und befindet sich alsbald zwischen der Wand und einer Klippe, die von derselben durch eine schutterfüllte Furche getrennt ist. Wenige Schritte weiter steht man an der Wand selbst vor den genannten Einlagerungen. Es sind wenige Zentimeter dicke, nicht lange aushaltende Lagen eines dichten, bräunlichroten Kalkes, der nach oben, noch allmählicher (auf zirka 15 cm) nach unten, in den gewöhnlichen, hier graulichweißen, etwas krinoidengliederführenden Riffkalk übergeht. Die Grenze ist bisweilen etwas wolkig. An einer Stelle liegt unter dem roten Kalke ein echter Krinoidenkalk (ganz aus Krinoidengliedern bestehend), der auch schon einen Stich ins rötliche hat. Es wurden zwei solche rote Lagen mit zirka 40° S-Fallen übereinander beobachtet. Derartige steil fallende ebene Fugen wurden auch links unterhalb des Muschelnestes M (Tafel 1) im krinoidenreichen Kalke beobachtet, ohne daß rote Zwischenlagen feststellbar waren.

Es war im Vorhergehenden wiederholt von hellgrauen Kalken die Rede, die den Übergang zwischen dem eigentlichen weißen oder fast weißen Riffkalk und den dunkeln Gesteinen der Fazies des Profils 1 vermitteln. Innerhalb derjenigen Teile des Aufschlusses, wo noch Schichtung vorhanden ist, herrscht dieser graue Übergangskalk durchaus. Beim Anstieg auf der S-Wand gelangt man bis in den eigentlichen, fast weißen Riffkalk. Zieht man von dieser Grenze auf der W-Wand eine nach links etwas ansteigende Linie in immer gleicher Entfernung von den aufgehörenden Schichtfugen, so gelangt man rechts oberhalb Punkt 3 in die krinoidenreichen Kalke entsprechend j. Weiter nach links kann es somit keinen typischen weißen Riffkalk geben. Diese Vermutung wird nun durch die Beschaffenheit der Blöcke des latschenbewachsenen, schwer passierbaren Blockfeldes am Fuße der Wände bestätigt, das auf einer durch die weichen Gesteine des unteren Rhät bedingten Terrasse liegt. Der schiefe, hausgroße Block Punkt 6 unter der Hohlkehle besteht aus hellgrauen, z. T. knolligen Kalken (Übergangskalken) und bildet ungefähr die Grenze zwischen fast ausschließlich aus den Übergangskalken gebildeten linken (N-)Abschnitt des Blockfeldes und dem rechten (S-)Abschnitt, in dem reichlich weißer Riffkalk vorhanden ist, der dann unter der S-Wand allein übrig bleibt.

Außer den erwähnten, im Anstehenden gesammelten Fossilien finden sich solche auch im Schutt am Fuße der Wände. Besonders fossilreich ist er am SW-Eck der Steinplatte. Von der Schuttmasse zwischen Wand und Waldrand geht ein Schuttstrom entlang des Fußweges bis weit gegen Waidring hinab. Es liegen zunächst Stücke umher, die ganz mit *Avicula contorta* Portl., andere mit *Oxytoma inaequivalve* Sow. er-

fällt sind. Es kommen aber auch Stücke vor, wo eine der beiden Arten vorherrscht und die andere nur in einzelnen Exemplaren vorhanden ist. Vgl. auch Wähner (03a) S. 100—101. Ein spärlicher, aber ständiger Begleiter dieser Muschelanhäufungen, die wahrscheinlich aus den beschriebenen ähnlichen Muschelnestern stammen, ist *Modiola minuta* Goldf. Ferner wurden verschiedene *Pecten* gefunden. Die schon im Anstehenden erwähnte Gasteropodenfazies findet sich in Schutt in Stücken, die ganz von Gasteropoden erfüllt sind. Von Korallen sind außer *Thecosmilia* als Haupttriffbildner, die jedoch keine spezifische Bestimmung gestatten, vorhanden: *Stylophyllum polyacanthum* Reuss, *Mauntliwallia* cf. *Fritschi* Frech, *Thamnastraea* sp., vielleicht zu den *Spongiomorphidae* Frech (90) S. 68 gehörige Kolonien, *Calcispongiae* und die von Wähner (03a) S. 95, 96 beschriebenen Hydrozoen, die z. B. *Mauntliwallia* überrinden. Schließlich ist auch *Cheilosporites tirolensis* Wähner vielfach zu finden.

Es bleibt noch eine kleine Unregelmäßigkeit zu besprechen, welche diesen beschriebenen Fazieswechsel von links nach rechts in den Schichten *f*, *g*, *h* stört. Die obersten Bänke von *f* schwellen rechts von Profil 1 an und nehmen die hellgraue Farbe der Übergangskalke an. Durch ihr Anschwellen wächst der Einfallswinkel der nach N fallenden obersten Schichtfläche auf zirka 26°. Schließlich (Punkt 7) sind zwei mächtige Bänke mit Lithodendronstruktur im Kern vorhanden. Die tieferen knolligen Kalke in *f* und im obersten Teil von *e* gehen in hellgraue Knollenkalke mit Lithodendronstruktur über, welche die vorerwähnten massigen Kalke unterlagern. Lagen dieser Lithodendronkalke, z. B. im obersten Teile von *e*, reichen zungenförmig weit nach links. Sie sind versteinerungsreich — *Pecten* sp., *Ostrea* sp., *Lima punctata* Sow., *Plicatulas intusstriata* Emmer., *Terebratulula pyriformis* Sss., *Spiriferina uncinata* Schafh. kommen hier vor. Nach rechts werden alle diese Gesteine durch eine Störung (vgl. S. 13, 14) abgeschnitten und es folgen dann wieder Gesteine wie in Profil 1 *f*, *g*. Es ist kein Zweifel, daß wir hier im kleinen Maßstabe dasselbe vor uns haben, wie bei dem Fazieswechsel von mergeligen Rhätsedimenten zum Riffkalk, der sich an der Steinplatte im großen vollzieht. Diese kleine Riffkalkmasse hat auf die jüngeren Sedimente den Einfluß, wie er in Tafel 1 (Skizze) dargestellt ist. Durch Mächtigkeitsschwankungen wird die Unebenheit nach und nach ausgeglichen und an der Wand *i* ist, wie S. 6 erwähnt, nur noch ein Einfallen nach N vorhanden. Im großen werden wir einen ähnlichen Einfluß des rhätischen „Riffs“ der „Wilden Kirche“ auf die Liassedimente feststellen können.

Eine ganz ähnliche Erscheinung bietet das äußerst linke Ende des Aufschlusses Tafel 1. Auch hier ist in demselben Niveau (*f*, Profil 1) ein Riff (Punkt 8) von hellgrauen Kalken vorhanden. Im oberen Teil entwickelt sich eine massige Partie aus *f* oberer Teil durch Mächtigkeitszunahme, Verlust der Schichtung und Hellerwerden des Kalkes. Auch hier kommt dadurch eine ziemlich steile Böschung, ein plankonvexer Körper zustande, der mit den gleichalterigen mergeligen Sedimenten jedoch fest verbunden ist. Unter der massigen Partie liegen hellgraue Knollenkalke mit Lithodendronstruktur, reich an den obenangeführten

Versteinerungen, darin eine 1.60 m hohe, 3 m lange Knolle, die aus einem einzigen Korallenstock gebildet wird. Zahlreiche Klüfte machen den stratigraphischen Übergang undeutlich, besonders nach links.

2. Tektonische Verhältnisse des Aufschlusses.

Wie erwähnt, kann der zusammenhängende obere Teil des in Tafel 1 dargestellten Aufschlusses als tektonisch im großen und ganzen ungestört angesehen werden. Im einzelnen jedoch ist eine starke tektonische Zerklüftung des Gesteins zu beobachten. Es sind annähernd vertikale Klüfte in fast allen Streichrichtungen vorhanden, bevorzugte Richtungen dürften vorhanden sein, konnten jedoch aus verschiedenen Gründen nicht sicher festgestellt werden. Vor allem konnte der Einfluß, der sich aus der linearen Horizontalprojektion des Aufschlusses und der infolgedessen ungleichen Beobachtungswahrscheinlichkeit der verschiedenen Kluftrichtungen ergibt, nicht mit genügender Sicherheit ausgeschaltet werden. Die Messungen mit dem zur Verfügung stehenden, sehr unvollkommenen Instrument erwiesen sich als zu ungenau usf. Die Klüfte sind meist nahezu vertikal und ebenflächig und von schichtenparallelen Rutschstreifen und Hohlkehlen bedeckt. Da auf die kleine beobachtbare Tiefenerstreckung im Aufschlusse die Rutschstreifen auch stets annähernd horizontal sind, läßt sich eigentlich nicht mit Sicherheit sagen, ob die Bewegungen schichtenparallel oder horizontal waren. Jedoch muß aus später zu erwähnenden Gründen das erstere angenommen werden.

Die Ausbildung der mit Rutschstreifen bedeckten Klüfte geht bei den dünnschichtigeren Gesteinen bis ins kleinste Detail. Parallelepipedische, mit schichtenparallelen Rutschstreifen bedeckte Gesteinsstücke liegen vielfach im Schutt, z. B. am unteren Ende des Profils 1. Auch die Aufschlußwände selbst sind oft mit horizontalen Rutschstreifen bedeckt, so z. B. die Wand *f* unterhalb Punkt 9. Das reichliche Auftreten der Rutschstreifen überhaupt ist ein Beweis dafür, daß vor verhältnismäßig kurzer Zeit große Abstürze frische Kluftflächen entblößt haben. So häufig und wohlerhalten sind Rutschstreifen in den Alpen selten zu finden. Man muß schon künstliche Aufschlüsse in tektonisch stark beanspruchten Gebieten aufsuchen, um derartiges wiederzusehen.

Rutschstreifen und Hohlkehlen können sehr große Flächen bedecken. So ist die riesige, mit Regenstreifen überzogene einspringende Wand rechts über Punkt 3, auf Tafel 1 im Schatten liegend, nichts weiter als eine geglättete, mit Hohlkehlen bedeckte Rutschfläche. Sie stellt eigentlich eine Zylinderfläche mit horizontaler Erzeugender dar, die, wie auf Tafel 1 sichtbar, außer den Hohlkehlen noch größere Krümmungen zeigt. Sie streicht N 10° O und hat eine Anzahl paralleler Begleiter, die links über Punkt 3 direkt in den Felsen hineinsetzen.

Anders geartet als die vorhin beschriebene ist die Krümmung der Kluft, die einen oberen Teil der Wand *i*, links unterhalb Punkt 2 (auf Tafel 1 hell beleuchtet!) bildet. Längs einer von rechts oben nach links unten verlaufenden, auf Tafel 1 sichtbaren geraden Linie setzt der untere Teil der Kluft mit gegen die Wand gerichtetem Einfallen in die Wand hinein. Entlang dieser etwas abgerundeten Kante ist die Kluft-

fläche gleichsam geknickt. Trotzdem ist sie mit horizontalen Rutschstreifen bedeckt. Hier muß also nicht nur eine Translationsbewegung, sondern auch eine Rotation vor sich gegangen sein. Die Kluftbildung geht eben in der Natur auch unregelmäßiger vor sich, als Arbeiten wie die von Cloos (vgl. Bubnoff [22]), Stieler (22) usw. vermuten ließen. Hier kann die Unregelmäßigkeit mit dem eine starke mechanische Unstetigkeit hervorrufenden Fazieswechsel der rhätischen Sedimente zusammenhängen.

Wie sich vorhin eine Kluft in einen von der vertikalen Lage abweichenden Teil fortsetzte, gibt es auch Klüfte, die in ihrer ganzen zur Beobachtung gelangenden Erstreckung nicht saiger stehen. So eine Kluft, einige Schritte links der „Nische“ in der Wand *i* unter Punkt 9, Tafel 1. Sie streicht N 15° O, fällt 58° OSO und trägt ebenfalls horizontale Rutschstreifen. Durch die „Nische“ selbst geht ein 85° N fallender Bruch. Diese Beispiele ließen sich noch vermehren.

Die Regelmäßigkeit der Klüftung wird auch dadurch gestört, daß Klüfte oft dicht geschart sind. So, wie schon erwähnt, über Punkt 3. Links davon, wo der gleichmäßig bell erleuchtete Wandteil zu Ende ist, setzen parallele, S-SSO streichende Klüfte in die Wände. Ein wohl wegen tektonischer Zerrüttung herausgewittertes Zwischenstück hat hier einen Kamin entstehen lassen. Damit kommen wir auf die tektonische Breccienbildung an den Klüften zu sprechen. Diese ist z. B. an der Kerbe in der Wand links der „Nische“ vorhanden oder im Riffkalk, rechts nnterhalb Punkt 5, zwischen den beiden klippenartig aufragenden Felsen. Die Klüfte streichen am letzterwähnten Orte N 5° O.

In den ungeschichteten Massen der Übergangskalke und des Riffkalkes geht die Klüftung im allgemeinen weniger ins Einzelne als in den wohlgeschichteten Sedimenten weiter links. Dies erklärt sich dadurch, daß die tonigen Zwischenlagen der letzteren eine viel innigere Durchbewegung gestatten als die ungeschichteten Massen der ersteren.

Eine besondere Bedeutung erlangen die schichtenparallelen Bewegungen an der bereits erwähnten Störung, die das kleine Riff Punkt 7 nach rechts abschneidet. Das Streichen der vertikalen Bruchfläche beträgt N 60° O. Welche der Klüfte oben an der Wand *i* ihre Fortsetzung bildet, oder ob sie sich zerschlägt, ist nicht mit Sicherheit zu sagen. Daher ist sie in der Skizze Tafel 1 nach oben nicht fortgesetzt. Übrigens braucht sie bei schichtenparallelen Bewegungen gar keine Fortsetzung haben. Tatsächlich gibt es gerade an der Wand darüber Rutschstreifen auf Schichtflächen, was die Möglichkeit von Bewegungen innerhalb eines bestimmten Schichtpaketes nahe legt. Am Riff Punkt 7 wird diese Störung von einer regelrechten Dislokationsbreccie begleitet, in der ausnahmsweise einmal steiler geneigte Rutschstreifen auftreten. Sie beweist, daß hier eine Bewegung größeren Ausmaßes stattgefunden hat. Ihre rechte Begrenzung bildet wieder eine Kluft und dann folgen horizontal gelagerte Schichten, die ungefähr den in gleicher Höhe in Profil 1 anstehenden entsprechen. Aus diesem Grunde und da an der Wand über Punkt 7 (von *i* Profil 1 gebildet) keine Anzeichen einer vertikalen Bewegung vorhanden sind, kann die Bewegung, die die Dislokationsbreccie gebildet hat, nur ungefähr schichtenparallel und horizontal erfolgt sein, und das

Abstoßen des Riffs an „normalen“ Sedimenten kann nur so zu erklären sein, daß die letzteren entlang der Verschiebungsfläche schichtenparallel neben den linken Teil des Riffs geschoben wurde. Es läßt sich allerdings nicht mit Sicherheit sagen, ob der weggeschobene rechte Riffteil in den Aufschluß hinein oder heraus bewegt wurde. Dem Gebirgsbau entsprechend wäre eher das letztere anzunehmen. Im ganzen handelt es sich hier um eine selten in die Augen springende Wirkung einer schichtenparallelen Verschiebung (vgl. Abbildung 1). Auch der linke Abfall des Riffs Punkt 7 wird von N 15° O streichenden Klüften durchsetzt, die auf einige Entfernung einen jähren Fazieswechsel vortäuschen. Bei näherer Betrachtung jedoch ergibt sich, daß hier keine bedeutenden Bewegungen stattgefunden haben können. Auch bei dem Fazieswechsel im großen, der sich an der Steinplatte vollzieht, glaubt man an Klüften bisweilen eine unvermittelte,

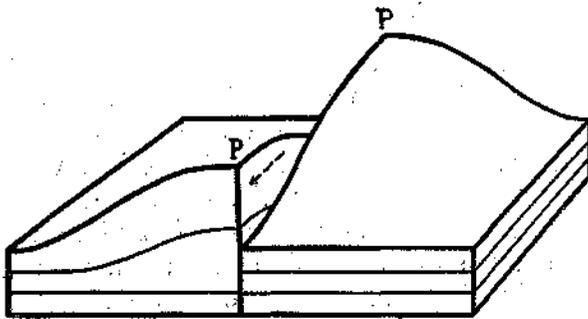


Abbildung 1. Auffallende Wirkung einer schichtenparallelen, annähernd horizontalen Verschiebung. Der rechte vordere Quadrant des Riffs ist neben den linken hinteren Quadranten geschoben oder umgekehrt. P = Mitte des Riffsteils vor und nach der Verschiebung. Die Vorderseite des Blockdiagramms ergibt das Aufschlußbild bei P. 7, Tafel I.

wenn auch unbedeutende Faziesänderung zu bemerken. Vielleicht erfolgten auch hier Verschiebungen, die ähnliche, aber geringere Faziesverstellungen hervorgerufen haben, wie bei Punkt 7.

Nur selten sind an Klüften innerhalb unseres Aufschlusses auch kleine vertikale Verschiebungen zu beobachten. Von links beginnend sind an der schiefen, S. 13 erwähnten Kluff unter Punkt 9 die

rechten hangenden Schichten unter entsprechenden Schleppungserscheinungen um einige Meter abgesunken. Dies ist auch auf Tafel 1 sichtbar. Trotzdem zeigt die Kluff nur schichtenparallele, annähernd horizontale Rutschstreifen. Rechts unterhalb Punkt 1 ist an N 275° W streichenden Parallelklüften das rechte Gebirgsstück um zirka 1 m gesenkt, wie ebenfalls auf Tafel 1 sichtbar. Ferner ist vielleicht an der durch die Nische gehenden, unter 85° N fallenden Kluff (S. 3) das rechte Gebirgsstück etwas gehoben. Alle diese vertikalen Verschiebungen sind aber unbedeutend und können im allgemeinen eher eine tektonisch um ein geringes tiefere Lage des rechten Teiles des Aufschlusses hervorrufen, als die bedeutend höhere Lage der altersgleichen Schichten S unter dem SW-Eck im Vergleich zu solchen am linken Ende des Aufschlusses, die Hahn (10) S. 647 (vgl. auch diese Arbeit S. 17) auf sie zurückführt. Sie erklären sich entweder als kleine Unregelmäßigkeiten bei der schichtenparallelen Durchbewegung oder als Ergebnis einer jüngeren Senkungsphase. Auffallend ist jedenfalls das Fehlen vertikaler oder steiler geneigter Rutschstreifen.

Zur Erklärung der bisher besprochenen Störungen sind tangentialen Spannungen hinreichend. Durch die tektonischen Erscheinungen, welche man am Abhang unter dem zusammenhängenden Aufschluß beobachtet,

kommen radiale Bewegungen deutlicher zum Ausdruck. Wenn man den guten Weg emporsteigt, der von der Grünwaldalm zu den Kammerker- almen führt, so trifft man rechts hinter dem ersten Gatter auf Blöcke von hellgrauem Lithodendrenkalk, welche von dem kleinen Riff Punkt 8 der Tafel 1 abgestürzt sind. Sie liegen auf einer ziemlich ebenen Fläche, die bergwärts durch eine Furche von dem steiler ansteigenden Hang getrennt ist. Solche Furchen gibt es auch auf der mit Gras und Latschen bewachsenen Fläche über dem linken Teil des Aufschlusses (Wand *i*) der Tafel 1. Sie stehen wohl mit der Auswaschung an Klüften im Zusammenhang. Steigt man den Weg verlassend den Hang weiter in nunmehr östlicher Richtung empor, so trifft man mehrmals auf emporragende, NNW gestreckte Felspartien, welche ihrer Gesteinszusammen- setzung nach den darüber in Wänden anstehenden Schichten *f—i* Profil 1 entsprechen. Die Lagerung dieser Gebirgsstücke ist entweder horizontal oder mehr oder weniger steil bergwärts geneigt, das Streichen aber immer ungefähr NNW, parallel den Aufschlußwänden darüber. Die Länge der Felspartien beträgt einige Zehner von Schritten, in der Quer- richtung senkrecht zu den Aufschlußwänden dagegen haben sie nur eine geringe Erstreckung. Die drei unteren Staffeln treten auf der Photographie nicht hervor, da sie im Walde versteckt sind. Die oberste reicht bis etwas unterhalb der Höhe der Grenzen *a, b*, Profil 1. Hierauf folgen bis an die *f—i* in Profil 1 entsprechende Wand noch zwei Staffeln, welche auf Tafel 1 sichtbar sind. Die untere der beiden, Punkt 10 und rechts davon, ist durch Querstörungen in drei Teile zerlegt, die auf der Tafel unterscheidbar sind. Die beiden rechten Teile streichen N 335° W und fallen ziemlich steil bergwärts; sie sind an Klüften mit schichten- parallelen Rutschstreifen gegeneinander verschoben. Der linke, längere Teil streicht N 325° W, fällt zirka 10° bergwärts, ist von einer Quer- klüft geteilt und trägt an beiden Enden ebenfalls schichtenparallele Rutschstreifen. Zwischen ihm und dem rechts folgenden Teil ist, auf Tafel 1 unsichtbar, ein kleines Gebirgsstück mit zirka 30° S-Fallen ein- geklemmt. Mit einem Abstand von zirka 50 Schritten gegen die Wand zu liegt dann hinter dem linken Teile dieses Staffels der letzte Staffel (auf der Photographie sichtbar), ebenfalls langgestreckt, nur zirka 10 Schritt tief, N 325° W streichend und 50° bergwärts fallend. 30 Schritt dahinter beginnt die Wand. Die Gesteinsbeschaffenheit der letzten beiden Staffeln entspricht ungefähr *i* Profil 1. Nur tektonische Absenkungs- vorgänge können für ihre Lage und die der drei vorerwähnten Staffeln verantwortlich gemacht werden. Hierbei behielten sie ihre horizontale Lagerung oder nahmen eine Neigung an, die durch Drehung um eine horizontal liegende, nach NNW weisende Achse zustande kam. Merk- würdig ist nur das gänzliche Fehlen vertikaler Rutschstreifen, doch deutet dies erst recht auf das Fehlen tangentialen Druckes während der Senkung. Vielleicht war es mehr ein Hinabstürzen in klaffende Spalten. Die ver- worfenen Gebirgsstücke tragen die schichtenparallelen Rutschstreifen in den verschiedenen Lagen, in welche sie durch die Absenkung gekommen sind, ein Beweis dafür, daß die Senkungsvorgänge der schichtenparallele Rutschstreifen bildenden, tangentialen Durchbewegung nachfolgte. Die Ungrenzung der abgesenkten Partien entspricht dabei Klüften, die

während der Druckphase entstanden sind (Klüfte mit Rutschstreifen in der Längserstreckung der Staffeln sind im einheitlichen Aufschlusse über denselben, d. h. an den Wänden $f-i$ häufig), daher sie auf ihren Begrenzungsflächen auch mit den Rutschstreifen dieser Phase bedeckt sind. Zusammenfassend sind wir also zu dem Ergebnis gekommen, daß am W-Ende der Steinplatte zuerst eine tangentielle Dislokationsphase das Gebirge durch Kluftsysteme mit Rutschstreifen und schichtenparalleler Durchbewegung zerstückelte und dann Absenkungsvorgänge einer radialen Dislokationsphase die Gebirgsstücke in vertikalem Sinne verstellten.

Der so zustandegekommene Staffelbau des Abhanges links der „Nische“ und Profil 1 setzt auch weiter nach rechts fort. Der Querbruch, an welchem die rechte Hälfte des kleinen Riffs Punkt 7 weggeschoben ist, kommt in seiner Fortsetzung unter dem Riff durch eine steile, den Hang herabziehende Mulde zum Ausdruck. Rechts davon liegt 30 Schritt vor der Wand f , die dem Riff in anderer Fazies entspricht, eine zirka 40 Schritt lange, oben mit Latschen bewachsene Felspartie Punkt 11, deren Gesteine ungefähr h , Profil 1, entspricht und von f unmittelbar dahinter durch Schieferzwischenlagen unterschieden ist. Sie fällt ausnahmsweise sanft talwärts bei wandparallelem NNW-Streichen. Die Klippe wird von der Wand selbst durch eine schuttbedeckte Furche abgetrennt und nach rechts schließt sich an sie ebenfalls eine Furche mit derselben Längserstreckung an. Auch weiter unten, unter der erwähnten Felspartie, folgt noch eine wandparallele Furche und in deren Fortsetzung liegt dann der quadratische Felsen Punkt 12. Er besteht aus hellgrauem Übergangskalk und ist rechtwinklig parallelepipedisch gestaltet. Höhe und Breite 20 m, Tiefe 7 m. Er steht also auf der Schmalseite. Seine obere Begrenzung dürfte eine Schichtfläche sein. Die Seiten-, Vorder- und Hinterfläche dagegen sind nahezu vertikale Klüfte, entsprechend den auch sonst im Aufschlusse häufigen Richtungen. Rutschstreifen sind allerdings nirgends zu sehen. Im ganzen steht er nicht völlig vertikal, sondern Vorder- und Hinterfläche fällt sehr steil hangwärts, die Hangendschichtfläche somit sanft bergwärts. Die Vorder- und Hinterfläche streicht parallel den Aufschlußwänden NNW. Mit seiner Unterlage, welche entblößt ist und aus demselben Gestein besteht, ist er fest verbunden. Auf der Gesteinsfläche der Unterlage deuten orientierte Karrenfurchen auf Fortsetzung der den aufragenden Felsen begrenzenden Klüfte. Es kann sich schon aus dem Grunde nicht um einen abgestürzten Block handeln, weil er auf der Schmalseite und noch dazu etwas schief steht. Auf Grund des uns bereits bekannten Staffelbaues findet dieses Gebilde ohne weiteres seine Erklärung als von Klüften herausgeschnittene und abgesenkte Partie aus dem Niveau des weiter oben an der Wand in der Fortsetzung von i entwickelten, fast massigen, hellgrauen Übergangskalkes. Der Senkungsbetrag ist ungefähr 40 m. Wir sehen also, daß gründliche Untersuchung der tektonischen Verhältnisse des Aufschlusses zur Erklärung solcher Einzelheiten unerläßlich war. Andernfalls könnte man mit Hahn (10) S. 410 wirklich glauben, daß sich das Riff hier etwa in „Blöcke“ auflöst, worunter Hahn doch wohl exogene Bildungen im Auge hat.

Wie schon erwähnt, verrät sich dieser Staffelbau des Abhanges unter den Wänden unseres Aufschlusses auch durch diese parallelen Furchen. So am Beginne des Profils 1 unter der Schutthalde oder oben auf der Höhe der Steinplatte selbst. Rechts vom Profil 1, am Abhange, setzt sich dieser Bau wohl noch in das Blockfeld unter dem rechten Teile der Wände fort, wird aber durch die Bedeckung mit dem riesigen, aus den Übergangskalken und dem Riffkalk selbst stammenden Blockwerk verhüllt. Unter dem SW-Eck jedoch deutet nichts mehr auf einen solchen Staffelbau und man scheint hier bis herab zum Wege Grünwaldalm-Wemeteigenalm ein einheitliches Gebirgsstück vor sich zu haben. Bei vorsichtigem Vergleich des rechten und linken Teiles des Aufschlusses Tafel 1 (Lichtbild und Skizze) ergibt sich, daß der unterste Punkt der Riffkalkmasse des SW-Ecks ungefähr der Grenze *e, f* in Profil 1 entspricht. Darunter folgt, entsprechend *b—e*, die mit lehmigem Schutt bedeckte Schutthalde und dann, schon im Walde, dachsteinkalkartige Bänke, wie in Profil 1 *a*, dann folgt eine terrassenartige Plattform, ungefähr in der Höhe der Wiese unter Profil 1, und darunter schon Dolomite der norischen Stufe. Die rhätischen Schichten in Profil 1 entsprechen in ihrer Höhenlage den analogen am SW-Eck. Jedoch reichen die norischen Dolomite hier viel weiter hinan als dort. Dies ist hinreichend damit erklärt, daß diese letzteren hier in einem einheitlichen Gebirgsstück unter dem Rhät folgen, während sie weiter nordnordwestlich durch den beschriebenen Staffelbau des Abhanges tektonisch tiefer liegen. So erklärt sich ungezwungen die von Hahn (10) S. 647 festgestellte Heraushebung der Schichten unter dem SW-Eck, nicht aber, wie dieser wollte, durch die summarische Wirkung kleiner Senkverwerfungen. Eine geringfügig höhere Lage der rhätischen Schichten am S-Ende des Aufschlusses kann, wenn überhaupt vorhanden, dann außerdem die Folge eines kleinen, vom exogenen Einfallen der Schichten des Riffkalkes nicht abtrennbaren tektonischen N-Fallens sein.

Es wurde darauf hingewiesen, daß hier, wie vielfach anderwärts, trotzdem sicher vertikale Bewegungen stattgefunden haben, nur fast horizontale oder ursprünglich horizontale Rutschstreifen vorhanden sind. Der radiale Zerfall erfolgte also nach vorgebildeten Klüften. Schon die ebenflächige Gestalt dieser Klüfte läßt keinen Zweifel obwalten, daß sie nicht erst die Folge von Zerrungen sind. Zerrungsklüfte sind, wie man sich durch Experimente oder durch Naturbeobachtung an abrutschenden Bodenmassen überzeugen kann, stets außerordentlich uneben. Es ist nun wichtig, daß es gelungen ist, auch primär der Zerrung ihre Entstehung verdankende Klüfte aufzufinden. Mehrere solcher Risse überqueren die große entblößte Schichtfläche über Punkt 3. Sie stehen saiger und verlaufen genau im Streichen der Schichtfläche. Im einzelnen sind sie sehr unebenflächig, der Ausstrich bildet eine unregelmäßige Linie und sie klaffen einige Zentimeter weit. Die Zwischenräume sind mit rotem Kalkstein gefüllt, dessen mikroskopische Beschaffenheit grundverschieden vom rhätischen Kalk, auf Lias binweist. Keinerlei Dislokationsbreccie, Rutschstreifen oder sonstige Bewegungsspuren sind an diesen Klüften zu sehen, ganz zum Unterschied von tektonischen Einnengungen liassischen Gesteins in Riffkalk, wie sie z. B. an einer

Stelle weiter östlich, am Wege Kammerkehr-Wemeteigen, zu sehen ist, oder wie sie südlich von der W-Seite der „Wilden Kirche“ beschrieben wird. Eine und dieselbe Schichtfläche setzt sich zu beiden Seiten der Klüft unverschoben fort.

Es müssen nicht notwendig tektonische Kräfte sein, die diese Klüfte erzeugt haben. Da sie die exogen entstandene Böschung im Streichen überqueren, können sie auch durch Böschungsruutschungen entstanden sein. Jedenfalls aber waren sie erst möglich, nachdem das Riffgestein wenigstens teilweise verfestigt war und solange noch unverfestigter Liasschlamm darüber ausgebreitet war oder sedimentiert wurde, also wahrscheinlich im Lias.

Hlauschek (22) S. 122—123 erklärt die Hierlatzspalten im Dachsteingebirge durch Füllung von Rissen und nachträgliche tektonische Bewegungen an denselben. Hier liegt ein Beispiel solcher Spaltenfüllung ohne die nachträgliche Aufprägung tektonischer Erscheinungen vor.

II. Die Umgebung der Basilalm, nordwestlich vom Achensee.

Westlich vom Achensee biegt die Karwendelvorgebirgsmulde aus der W—O-Richtung plötzlich in die S—N- bzw. SSO—NNW-Richtung um. Vorgebildet durch die tektonischen Verhältnisse ist im Winkel dieser Umschwenkung durch Abtrag der weichen rätischen Schichten eine weite amphitheatralische Einsenkung entstanden, die, weil sie an ihrer tiefsten Stelle die Hütten der Basilalm trägt, hier einfach als Basilmulde bezeichnet werden soll. Nur die W-Begrenzung derselben, der Fonsjochkamm, ist quer zum Schichtstreichen aus der ganzen noch äquatorial streichenden, norischen bis jurassischen Schichtenfolge der Karwendelvorgebirgsmulde herausgearbeitet. Der S-Rand der Mulde wird einfach von der Fortsetzung der Plattenkalke im Liegenden der Fonsjochschichten nach O gebildet, ebenso der O-Rand durch die nunmehr nach N streichenden Plattenkalke. Nur eine mächtige Masse S—N streichenden, oberrätischen Riffkalkes ragt als widerstandsfähigeres Gestein in der N-Öffnung der Basilmulde bis zur Höhe der Muldeneinfassung empor, vom östlichen Grenzkamm durch einen niederen Sattel mit Kote 1636 (vgl. die Karte: Achensee und Umgebung des Alpenvereins i. M. 1:50.000), vom Fonsjoch aber durch den tiefen Entwässerungsgraben der Mulde (Schrambach, Oberautal) getrennt. Die Ausräumung der Mulde wurde mindestens teilweise durch glaziale Kräfte bewirkt, denn in der Glazialzeit dürfte sie wenigstens zeitweise eine gesonderte Firnmulde gebildet haben, deren Gletscher durch das Oberautal hinausfloß. Zeugen der Vergletscherung sind radiale Schuttwälle im Innern der Mulde, hauptsächlich aus Plattenkalk bestehend, ohne zentralalpines Material, und Gletscherschliffe auf den Schichtflächen des Riffkalkes an der rechten Flanke des Oberautales. An beiden Talgehängen kann man die charakteristischen Liasgesteine, die am Ausgange der Mulde den Schrambacheinriß queren, hochknaufgestreut finden, was bei Nichtbeachtung der Glazialwirkung

zu Irrtümern über deren geologischen Aufbau führen könnte. Soweit aus dem mir allein zugänglichen Referat der Arbeit Wolfs (22) hervorzugehen scheint, wird von diesem die zeitweilige Einbeziehung des Gebietes in Gletscher inneralpiner Herkunft angenommen. Merkwürdig bleibt es dann trotz aller Erklärungsversuche immerhin, daß bei dem genauen Absuchen der Basilmulde und ihrer Umgebung auch nicht ein einziges zentralalpines Geröll gefunden wurde.

Bei der Beschreibung der geologischen Verhältnisse der Basilmulde beginnen wir mit der Schilderung der Schichtenfolge am Fonsjoch und betrachten dann den Verlauf der einzelnen Glieder gegen O und N, und zwar zuerst für die rhätischen Schichten und erst dann für den Lias.

1. Rhätprofil am Fonsjoch und fazieller Übergang zum Riffkalk der „Wilden Kirche“ und weiter gegen N.

Profil 2, Rhät am Fonsjoch.

Hangendes: Lias, vgl. S. 27.

- n) 9 m. Dunkle Schiefermergel.
- m) 5 m. Graue, feinkristalline, Krinoidenglieder führende, von Kalzitadern durchschwärmte, geschichtete Kalke mit knolligen Schichtflächen. An der Greuze gegen n: *Spirigera oxycolpos* Suess.
- l) 13 m. Dunkle Schiefermergel mit zirka handdicken Zwischenlagen dichter, grauer, toniger Mergelkalke mit ebenen Schichtflächen, durch die Verwitterung z. T. oberflächlich intensiv rot gefärbt. Diese vermitteln den Übergang in k.
- k) 5 m. Kalke wie m, nach oben dichter und dünnplattiger werdend.
- j) 40 m. Dunkle Schiefermergel mit Einlagerungen dichter, toniger, dunkelgrauer Kalke, besonders ungefähr in der Mitte, hier zahlreich *Rhynchonella fissicostata* Suess führend.
- i) 9 m. Hellgraue, dichte oder feinkristalline Krinoidenglieder führende Kalke, knollig oder mit knolligen Schichtflächen, meist als Lithodendronkalke entwickelt. Darin auch *Thamnastraea* sp., *Pecten* sp., *Megalodus* sp.
- h) 35 m. Mergel und Kalke, die Kalke mit hellen, erst durch die Verwitterung hervortretenden Flasern und Bändern. Dunkle Schiefermergel besonders reichlich im hangendsten Teil, unmittelbar unter i.
- g) 0·80 m. Mächtige Bank hellgrauen, z. T. Lithodendron führenden Kalkes.
- f) 5 m. Mergelige Gesteine.
- e) 0·80 m. Mächtige Bank hellgrauen Kalkes mit Lithodendron.
- d) 21 m. Mergel und dunkle, tonige Kalke, welche angewittert gelbe und rote Schmitzen und Flecken zeigen. In den Kalken neben häufigen *Terebratulula gregaria* Suess, auch Bivalven (*Modiola minuta?* Goldfuß); ferner Ganoidschuppen.
- c) 4 m. Bläulichgraue, dickbankige Kalke, z. T. mit weißen, spätigen Lithodendren, bereits Brachiopoden führend.

- b) 16 m. Mergel und dunkle tonige Kalke, z. T. gebändert, was besonders im angewitterten Zustande hervortritt. In diesen *Modiola minuta* Goldfuß.
- a) 0.1 m. Dachsteinkalkartige Bank, oben mit 10 cm dicker muschelreicher Schicht mit *Modiola minuta* Goldfuß, welche ich, da sie die erste mächtige Schiefereinlagerung nach unten begrenzt, als Grenze gegen den Plattenkalk ansehe.

Gut aufgeschlossen sind nur die mächtigeren, geschlossenen Kalklagen *a*, *c*, *e*, *g*, *i*, *k*, *m*. Die Teile *j*, *l*, *n* lassen in kleinen Entblößungen am oberen Fonsjochwesthang noch Einzelheiten erkennen. Im ganzen besteht *h* oberer Teil—*n* überwiegend aus dunklen, dünnblättrigen Schiefermergeln (Mergelschiefer-ton Gumbels [61] S. 359) und zurücktretend aus Kalken. Im unteren Teil des Profils aber, *a*—*h* unterer Teil, ist von den tonreichen Gesteinen fast nichts zu sehen, so daß nur allgemeine Ausdrücke gebraucht werden konnten. Besser aufgeschlossen ist dieser Teil unterhalb der Überschößalm, östlich des Muttergottesbildes am Schleimserjoch. Man erkennt hier, daß vielfach ganz von Schalen erfüllte Kalkbänke (Schille) in diesem unteren Teil des Rhätprofils verbreitet sind. Zur Weiterverfolgung des Profils sind naturgemäß fast nur die oben erwähnten Kalkeinlagerungen (besonders *c*, *i*, *k*, *m*) verwendbar.

Liegendes: Zum Teil noch am Fonsjoch, zum Teil aber auf dem Reitwege Schleimserjoch—Pletzachalm zu sehen. Bis zu der oben genauer dargelegten Rhätgrenze sind zirka 600 m Hauptdolomit samt Plattenkalk zu beobachten. Der Übergang vom Hauptdolomit zum Plattenkalk erfolgt allmählich durch überhandnehmende Wechsellagerung der kalkigen Bänke. Einzelne dolomitische Bänke reichen aber noch weit in den Plattenkalk hinein, wenn man als Grenze den Horizont ansieht, wo die kalkigen Bänke über die dolomitischen zu überwiegen beginnen und wo sich übrigens auch die ersten Gasteropoden einstellen. Es entfallen dann 450 m auf den Dolomit, dessen untere Grenze jedoch damit nicht erreicht ist, und 250 m auf den Plattenkalk. Ebenso wie der Plattenkalk aus dem Hauptdolomit durch Überhandnehmen der kalkigen Bänke hervorgeht, entwickelt sich das Rhät aus dem Plattenkalk durch überhandnehmende Wechsellagerung der Kalke mit Schiefen. Als obere Grenze des Plattenkalkes wurde hiebei die Stelle genommen, an der die Schiefer gegen die Kalke zu überwiegen beginnen. Dort liegt die Muschellage *a* des Profils. Mächtigere Schiefereinlagerungen (30 cm) sind schon zirka 40 m tiefer vorhanden, wo auch bereits muschelreiche Lagen auftreten, deren Fossilien mit Rhätarten übereinstimmen dürften. Übrigens sind auch noch tiefer im Plattenkalk und z. T. wohl auch im Hauptdolomit die Schichtfugen durch tonige Zwischenmittel hedingt.

Fügt man zu den angeführten Versteinerungen noch hinzu, daß im oberen Teil der Schichtenfolge *Choristoceras* gefunden wurde (Rothpletz [88] S. 28, 29), so ergibt sich, trotz der Spärlichkeit der Fossilfunde und der im Vergleich zur W-Seite der Steinplatte bedeutend schlechteren Aufschlüsse, wieder eine Anordnung derselben entsprechend der Suess'schen Faziesfolge vom Osterhornprofil. Von unten nach oben: die brachiopoden-

freien Schichten *a*, *b* mit *Modiola minuta* Goldfuß = schwäbische Fazies, *Terbratula gregaria* in *d* = Hauptvertreter der karpathischen Fazies, Lithodendrenkalke *e—i* analog der Lithodendrenbank, *Rhynchonella fissicostata* in *j* = Kössener Fazies. Endlich noch höher *Choristoceras* = Salzburger Fazies. Zudem findet sich am Osterhorn blaugrauer Lithodendrenkalk in ähnlicher Lage zwischen schwäbischer und karpathischer Fazies wie bei uns.

Wie man besonders in *i* gut sehen kann, fallen die Schichten unter zirka 60° ungefähr N.

Weiter gegen W kann man sich überzeugen, daß diese Gliederung des Rhät auch noch bei der Vorderschleimshochalm Kote 1550 im großen und ganzen richtig ist. Verfolgen wir nun die einzelnen Teile des Profils 2 weiter nach O (siehe Abbildung 2). Der Plattenkalk und *a*, *b*, *c* ziehen zunächst den Fonsjoch-O-Hang herab. Der Plattenkalk biegt sich aber dann gegen SO und begleitet den S-Hang der Basilmulde unter verschiedenen girlandenförmigen Verbiegungen. In der Nähe des Seebergspitzes K 2072 schwenkt er in regelmäßiges N-Streichen um, so daß der gegen das Muldeninnere gerichtete Hang des östlichen Grenzkanmes von riesigen entblößten Schichtflächen gebildet wird. Die tiefsten der von uns zum Rhät gerechneten Schichten dürften diese Girlanden mitmachen, sind aber unter der Schuttbedeckung der Mulde nicht sichtbar. Erst am S-Hange des Sattels Kote 1636 ist ein solches Girlandestück über dem Plattenkalk, aus *b* und *c* bestehend, sichtbar. Die dunklen, hell gebänderten Kalke von *b* und die blaugrauen Kalke mit weißen Lithodendren von *c* sind hier leicht wieder zu erkennen. Die vorwiegend aus mergelreichen Gesteinen bestehenden Schichten *d—h* sind an den tieferen Teilen des östlichen Fonsjochhanges als auch am S-Hange der Kote 1636 nur an dem fetten Grasboden kenntlich — in der Tiefe der Basilmulde fällt wegen der Schuttbedeckung auch dieses Erkennungsmittel weg. Am besten verfolgbar ist naturgemäß *i*. Eine Diagonalstörung, die wohl alle Schichten durchsetzt, ist in *i* am O-Hange des Fonsjoches besonders deutlich. Etwas weiter unten scheint die Mächtigkeit dieser Schichten auf Kosten von *j* zu wachsen. Aus dem Grasboden schauen mächtige, anstehende, massige Partien fast weißen Riffkalkes heraus. Wahrscheinlich handelt es sich um eine linsenförmige Anschwellung im Sinne von Abb. 4 und S. 45, jedoch ist die Anteilnahme von Störungen nicht ausgeschlossen. Nahe der Stelle endlich, wo der zusammenhängende Zug von *i* aufhört, am Fuße des Fonsjoches, beobachtet man folgendes Profil:

Profil 3, O-Fuß des Fonsjoches.

- | | | |
|------------------|---|--|
| j) unterer Teil. | { | 15 m. Dunkelblaugrauer Kalk mit Schieferzwischennitteln. |
| | | 10 m. Hellgrauer, dickbankiger Lithodendronkalk. |
| | | 4 m. Dunkelblaugrauer Kalk, fußdick geschichtet mit Schieferzwischennitteln. |

- i) 10 m. Hellgrauer Lithodendronkalk, meterdick gebankt.

Die Deutung dieses Profils im Sinne der beigedruckten Buchstaben ist deswegen möglich, weil die Liegendgrenze von *i* den Fonsjoch-O-

Hang herab gut verfolgbar ist. Es sind also bereits weitere Teile der Schichtenfolge in riffkalkartige Gesteine übergegangen. Im Hangenden dieses Profils, orographisch auf gleicher Höhe nördlich davon, ist die Einlagerung mit *Rhynchonella fissicostata* Suess in *j* nochmals sichtbar.

Die Schichten *i—n* kommen dann im Bachriß, der die Basalmulde entwässert, wieder zum Vorschein. (Immer verglichen Abb. 2.) *i* ist hier nicht mächtiger, eher schwächer als in Profil 2. In *j* jedoch überwiegen die Kalke. Sie führen *Rhynchonella subrimosa* Schafhäntl zahlreich, *Terbratula pyriformis?* Suess und *Oxytoma inaequivalve* Sowerby, lauter Formen, die für diese Kössener Fazies nach Suess-Mojsisovics (68), S. 192, bezeichnend sind. Das Streichen wurde hier mit $N\ 60^\circ\ O$ gemessen. Der Fallwinkel ist im allgemeinen etwas geringer als am Fonsjoch. *l* ist ebenfalls erkennbar, besonders aber Kalke vom Typus *k* oder *m*, der Lage nach dem letzteren entsprechend. Sie sind auf mehr als $100\times$ verfolgbar und streichen zuerst nordöstlich, dann mehr östlich und werden hiebei riffkalkähnlicher.

Weiter nach O lassen sich die Schichten *k—n* nicht verfolgen. Es erstreckt sich gegen die „Wilde Kirche“ zu ein latschenbewachsenes Blockfeld aus weißem Riffkalk und daun beginnt der Riffkalk der „Wilden Kirche“ selbst, welcher alle diese Horizonte vertritt. Die Annäherung an die Fazies des Riffkalkes, wie wir sie an der Steinplatte kennengelernt haben, ist also sehr unvollständig zu sehen. In die Fortsetzung von *i, j* fallen eine Reihe isolierter Klippen, nördlich der Wirtschaftshütten der Basalm. Die glaziale Abtragung hat eben nur spärliche Reste des widerstandsfähigsten Gesteins übrig gelassen. Durch Kombination derselben gelangt man zu der Auffassung, wie sie auf Abbildung 2 im Hangenden der Fortsetzung von *c* (Profil 2), SSW von Kote 1636 dargestellt ist. *j* ist bereits z. T. durch riffkalkartiges Gestein vertreten, die untere Grenze des ganzen Komplexes, entsprechend *i*, besteht aus Lithodendronkalk. Das Streichen biegt nach N um, in die Streichrichtung des Riffkalkes der „Wilden Kirche“.

Diese letztere ragt in einer Länge von $1000\times$ als einziger zusammenhängender Anschluß von W fallendem Riffkalk hoch über den Sattel Kote 1636 und dessen N-Hang empor. Die Gestalt dieser Kalkmasse wird sich später genauer ergeben, vgl. S. 47. Am S-Ende kann man folgendes Profil in O-W-Richtung beobachten.

Profil 4, S-Ende der „Wilden Kirche“.

Hangendes: Lias, mit brauneisenhaltigen Rinden beginnend.

Zirka 110 m. Massiger Riffkalk. Obere Hälfte: weißer Riffkalk ohne Lithodendronstruktur, im obersten Teil in grauen bis gelbgrauen, feinkristallinen Kalk übergehend. Unmittelbar unter den liassischen Brauneisenrinden einige Korallenbüschel. Untere Hälfte: weißer Riffkalk mit Lithodendronstruktur, nur im untersten Teil rotgefärbt, daher tropfartig werdend.

6 m hellgrauer bis gelblicher, mehr oder weniger toniger Kalk, z. T. mit Lithodendronstruktur.

Schutt.

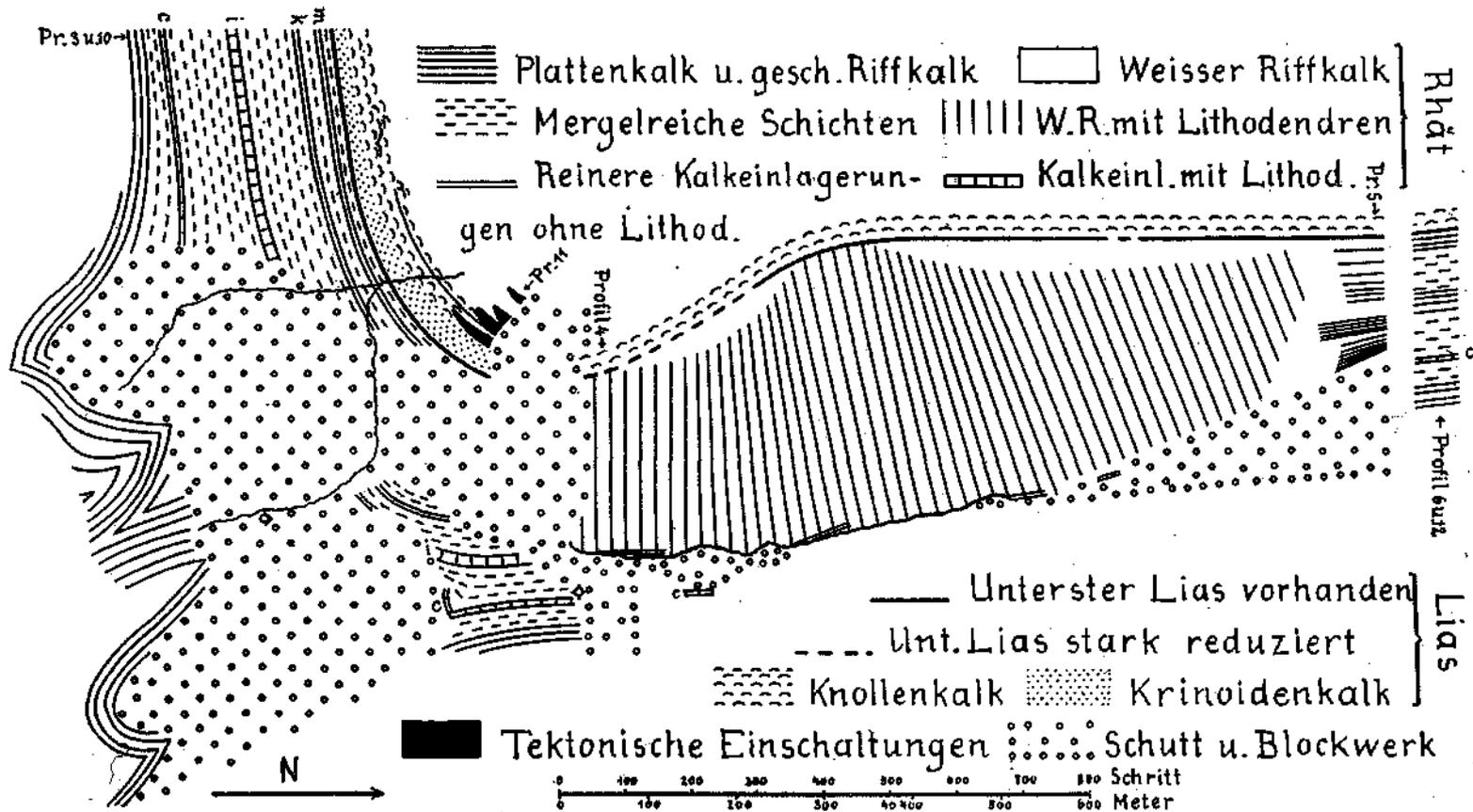


Abbildung 2. Geologische Skizze der Rhät-Liasedimente der Umgebung der Basaltm NW vom Achensee, beginnend vom Fonzjoeh-O-Hänge bis zur Schrambachalm.

Streichen an der Basis des Profils 0° , Fallen 38° W. Streichen der Dachfläche (Grenze gegen den Lias) $N 330^\circ$ W, Fallen 60° zirka W. Bedeutung dieses Unterschiedes und Mächtigkeit vgl. S. 47, 48.

Ein unterer Teil des Profils entspricht wahrscheinlich *i*, genaueres läßt sich aber mangels einer Verbindung nicht aussagen.

Diese geschichtete Partie an der Basis des Riffkalkes läßt sich noch zirka 100^x weit an den Wänden nach N verfolgen und hört dann auf. Gleichzeitig wird ihr Einfallen etwas geringer (30°). Zum Schluß sind es gelbe, z. T. mehr braune, ziemlich reichlich krinoidengliederführende Kalke, mit weißen, spätigen Lithodendren. Hinter einer Störungszone, an welcher das Gestein eine brecciöse Beschaffenheit annimmt, d. h. also die Wand entlang weiter gegen N, dort wo sie schon viel tiefer hinabreicht, hat der Kalk im unteren Teile des Aufschlusses eine besonders auffallende bunte, größtenteils rote, z. T. gelbfleckige Färbung. Jenseits des nunmehr nach N folgenden großen Schuttkegels nehmen die roten Kalke nach unten Schichtung an und gehen gegen das Liegende in weiße, zunächst geschichtete, dann massige Lithodendronkalke über. Nach einer abermaligen Unterbrechung durch eine Störungszone, wo der steilere, nunmehr bewaldete N-Teil des Hanges der Kote 1636 bereits begonnen hat, folgen noch tiefer dünn-schichtige, weiße oder gelbgraue Kalke mit Lithodendronstruktur in der Mächtigkeit von 8 m (Streichen $N 352^\circ$ W, Fallen 52° zirka W). An der letzterwähnten Störungszone ist die Wand leicht ersteigbar. Man kann sich überzeugen, daß sie bis ans obere Ende aus lithodendronführendem weißem Riffkalk besteht. Auch auf der ganzen Gipfelpartie der „Wilden Kirche“, wo das Fortkommen durch den Latschenwuchs allerdings sehr erschwert wird, ist die Lithodendronstruktur im weißen Riffkalk allenthalben anzutreffen. Die letzterwähnte geschichtete Partie, welche durch Schuttbedeckung wieder unterbrochen wird, scheint sich in den untersten geschichteten Teil des Profils am N-Ende der „Wilden Kirche“ fortzusetzen. Die zusammenhängende Wand hört von hier ab gegen N bald auf und macht einem bewaldeten Steilhange Platz, der sich bis ans N-Ende der ganzen Felspartie erstreckt. Die kleineren Aufschlüsse zeigen auch hier noch bis nahe ans N-Ende Lithodendronstruktur.

Im ganzen macht die O-Seite der „Wilden Kirche“ einen ähnlichen Eindruck wie der untere Rand der Wand an der Steinplatte. Die geschichteten Kalke an der Basis des Profils 4 und die weiter N folgenden, oben roten, geschichteten Kalke dürften als tonigere Lagen zu deuten sein, die weiter in die Riffmasse vordringen, ähnlich wie die mergeligen Kalke rechts unter Punkt 3, Tafel 1. Der Riffbasis aber gehören die Kalke der letzterwähnten geschichteten Partie am N-Ende der Wiese an. Unter der Riffmasse folgen, wie aus dem lehmigen Verwitterungsboden hervorgeht, mergelige Gesteine und ungefähr 50 m unter der Basis des Riffkalkes ist am N-Hang der Kote 1636 c (blaugraue Lithodendronkalke) durch reichlichen Schutt deutlich erkennbar. Man kann also mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit annehmen, daß der Riffkalk die Schichten von *i* aufwärts vertritt.

Betrachten wir nun die Riffkalkmasse der „Wilden Kirche“ auch von der W-Seite. Auf dem Riffkalk liegen überall rote Kalke des Lias.

Nach S. 31, 32 ist es wahrscheinlich, daß die obere Grenze des Riffkalkes hier mit der oberen Rhätgrenze zusammenfällt, so daß also der Riffkalk die Schichten *i—n* des Profils 2 vertritt. Betrachtet man diese Grenze vom O-Hange des Fonsjoch aus, von wo sie gut überblickbar ist, so fällt eine Umbiegung im Streichen auf, die gerade dort liegt, wo der Riffkalk mit seinen zum Teil durch das Eis abgeschliffenen weißen Wänden am tiefsten gegen den Bach hinabreicht. Von diesem Punkte aus zerfällt die Grenze in einen ziemlich genau nördlich streichenden längeren N-Teil und einen N 325 W streichenden, kürzeren S-Teil, der an dem an Profil 4 im S anschließenden Blockfelde endet. An der weit herabreichenden Stelle besteht das Riff aus typischem weißen Riffkalk. Gegen das N-Ende und noch mehr gegen das S-Ende des Aufschlusses zu nimmt es einen Stich ins Graue und feinkristalline Beschaffenheit an, auch Krinoidenstielglieder mischen sich stellenweise bei. Der auflagernde Lias wird später beschrieben. Als Grenzbildung tritt alsbald südlich des erwähnten Knickes, im Streichen in einer Erstreckung von zirka 100^x, Lithodendronkalk mit roter Füllmasse auf. Die Erscheinung klingt gegen das Innere der Riffkalkmasse rasch ab. Nachdem die Lithodendronkalke gegen S die Rhätgrenze entlang aufgehört haben, beginnen auf der nunmehr höckerigen Dachfläche des Riffs Brauneisen- und Mn-haltige Rinden, die gegen S immer dicker werden und bis ans Ende des Aufschlusses vor dem Blockfelde reichen. Im N-Abschnitt der Grenze, ungefähr in der Mitte, sind solche Rinden nur ganz lokal vorhanden, sonst liegt der Liaskalk überall direkt auf dem Riffkalk, der bisweilen hier etwas rötlich verfärbt ist. Lithodendronstruktur kommt außer nahe der Knickstelle, wo sie zur Tropfbildung Anlaß gibt, nur ganz lokal am S-Ende der Grenze (Profil 4, hier schon erwähnt!) vor, dürfte aber, nach Blöcken zu urteilen, nahe dem N-Ende der Rhät-Liasgrenze sehr nahe kommen.

Es bleibt uns nur noch das Profil zu besprechen, welches am N-Ende der „Wilden Kirche“ die zusammenhängende Felsmasse abschließt.

Profil 5, N-Ende der „Wilden Kirche“.

- | | | |
|---------|---|--|
| i) — n) | } | 70 m. Nach unten deutlich gebankter, hellgrauer Übergangskalk, der an der unteren Grenze fast weiß wird. |
| | | 15 m. Ungeschichteter weißer Riffkalk. |
| | | 9 m Geschichtete, hell bis gelblichgraue Kalke mit knolligen Schichtflächen. |
| | | 16 m. Ziemlich hellgraue Kalke, deren Schichtfugen von oben nach unten immer enger zusammenrücken. |

An der Basis Streichen N 335° W, Fallen 60° zirka W, im oberen Teil N 357° W bzw. 75° W. Der Unterschied ist von einem Punkte etwas oberhalb der Schraubachalm gut überblickbar, vgl. S. 48.

Östlich vom liegendsten Teil des letzterwähnten Profils 5 ist der nach N gerichtete Hang bis zum Bächlein, welches gegen die Schrambachalm hinabfließt, mit Schuttmassen von weißem Riffkalk bedeckt. Bis gegen den unteren Rand der Wiese N Kote 1636 sind darin öfters Ver-

steinierungen anzutreffen. Bisher wurde *Modiola minuta* Goldfuß, verschiedene *Pecten* und andere Bivalven und Brachiopoden gefunden.

Endlich ist die Schichtenfolge nochmals im Bachriß weiter gegen N, allerdings unvollständig, aufgeschlossen.

Profil 6, Bachriß oberhalb der Schrambachalm im Oberautal.

Hangendes: Lias.

- $i) - n)$ $\left\{ \begin{array}{l} 20 \text{ m. Hellgrauer Übergangskalk, nach unten dunkler werdend,} \\ \text{besonders in der obersten, hellen Partie mit Krinoidengliedern.} \\ 50 \text{ m. Lücke, wahrscheinlich mergelreiche Gesteine.} \\ 20 \text{ m. Mächtige Bänke hellgrauen Übergangskalkes, nach oben} \\ \text{dunkler und dünner geschichtet.} \end{array} \right.$
- $d) - h)$ 50 m. Lücke, wahrscheinlich mergelreiche Schichten.
- c) Blaugraue Kalke mit weißen, spätigen Lithodendren.
- a), b) Lücke, wahrscheinlich mergelig.

Liegendes: Plattenkalk.

Die Parallelisierung mit Profil 2 im Sinne der beigedruckten Buchstaben ist hauptsächlich auf Grund des Vorhandenseins von *c* mit Zuhilfenahme der Rhät-Liasgrenze möglich. Nähere Beziehungen von $i - n$ zu dem gleichen Komplex in Profil 5 lassen sich wegen des Fehlens von Zwischengliedern nicht aufstellen, man kann nur im allgemeinen sagen, daß der Übergang in der Richtung auf mergelreichere Sedimente, wie sie die Folge $i - n$ in Profil 2 vorstellt und der bereits in Profil 5 durch Schichtung und Farbenumschlag ins Graue begonnen hat, hier weitere Fortschritte gemacht hat.

2. Liasprofil am Fonsjoch und westlich davon und Fazieswechsel des Lias durch die Basilmulde bis zur Schrambachalm.

Bei der Vorderschleimshochalm Kote 1550 sind die untersten Lias-horizonte nicht aufgeschlossen. Man beobachtet zirka 7 m ziegelrote, wohlgebankte Kalke, die ungefähr in der Mitte eine 1 m mächtige Bank von Krinoidenkalk enthalten, von welcher aus die Krinoidenglieder nach oben und unten abuelmen.

Östlich des Muttergottesbildes am Schleimserjoch Kote 1551, südwestlich der Überschößalm, beobachtet man im unteren Lias folgendes Profil 7:

Hangendes: Ziegelrote Kalke.

- α_2 2:50 m. Rötlichgelbe feinkristalline, hand- bis fußdick geschichtete Kalke mit knolligen Schichtflächen, ohne Glaukonit.
- α_1 0:50 m. Rötlichgelbe, feinkristalline, hand- bis fußdick geschichtete Kalke mit knolligen Schichtflächen, mit Glaukonit.
- $x)$ $\left\{ \begin{array}{l} 0:35 \text{ m. Gelbe, geschichtete, dichte Kalke.} \\ 0:35 \text{ m. Gelbe, dünnschichtige Mergelkalke.} \end{array} \right.$

Die Deutung dieses und des nächsten Profils ergibt sich auf Grund petrographischer Analogien aus Profil 9.

Profil 8, O-Ende des Liaszuges, vor der Schlucht am W-Fuße des Fonsjochhanges.

Hangendes: Ziegelrote Kalke.

α_2-3 m. Rötlichgraue bis gelbgraue, feinkristalline, stellenweise in Krinoidenkalke übergehende Kalke ohne Glaukonit.

α_1 $\left\{ \begin{array}{l} 1 \text{ m. Rötlichgraue bis gelbgraue, feinkristalline Kalke mit besonders} \\ \text{nach unten stark zunehmenden Glaukonitkörnern, knollig verzahnten} \\ \text{Schichtflächen, haud- bis fußhoch geschichtet.} \\ 0.08 \text{ m. Muschellage mit } \textit{Lima punctata} \text{ Sow.} \end{array} \right.$

x) $\left\{ \begin{array}{l} 0.40 \text{ m. 3 Bänke tonigen, gelbgrauen Kalkes.} \\ 0.50 \text{ m. Schieferige, gelbe Mergelkalke mit Bänkchen von grauen und} \\ \text{gelhlichen, etwas weniger tonigen Kalken.} \end{array} \right.$

Profil 9, Fonsjoch.

ε Einige m. Sehr tonreiche, dünn-schichtige, rote Knollenkalke nach Rothpletz (88) S. 33 mit *Lytoceras fimbriatum* Sow., *Harpoceras bifrons* Brug. und *Stephanoceras subarmatum* Young and Bird.

δ Einige m. Rote Knollenkalke nach Rothpletz (88) S. 33 mit *Harpoceras algocianum* Oppel und *Harp. Boscense* Reynes.

$\alpha_4-\gamma$ $\left\{ \begin{array}{l} 7 \text{ m. Rote, wohlgebankte Krinoidenkalke.} \\ 8 \text{ m. Rote Knollenkalke, nach oben mit zunehmenden Krinoiden-} \\ \text{gliedern.} \end{array} \right.$

α_3 Brauneisenrinden, nicht streng auf eine und dieselbe Schichtfuge beschränkt, nach Wähner (86) S. 7 mit *Schlotheimia marmorea* Oppel.

α_2 1 m Gelbgrauer, feinkristalliner Kalk, nach Wähner (86) S. 7 mit *Arietites proaries* Neum. etc.

α_1 0.20 m. Gelbgrauer, feinkristalliner Kalk mit nach unten zunehmenden Glaukonitkörnern; an der Basis Lage mit *Lima punctata* Sow. und anderen Bivalven. Nach Wähner (86) S. 7 mit *Psiloceras calliphylum* Neum. Besonders im unteren Teil ockerfarbene „Scherben“.

x) Dichte, ockerfarbene Mergelkalke.

Liegendes: Dunkle Schiefermergel des Rhät, Profil 2.

Dieses Profil ist kombiniert. $x-\alpha_3$ wurde am Fonsjochwesthange, $\alpha_1-\varepsilon$ am Fonsjochosthange, dicht unter dem Gipfel beobachtet. Die Bezeichnung mit den für den Lias gebräuchlichen Buchstaben geht aus den Fossilfunden Wähners und Rothpletz' hervor. $\alpha_4-\gamma$ ergibt sich nur aus den Lagerungsverhältnissen, hieher gehörige Fossilien wurden noch nicht gefunden, Die Grenzlage x ist ebenfalls versteinungsleer und kann daher ebensogut dem Rhät angehören.

Es ist noch zu bemerken, daß Krinoidenglieder überhaupt in allen liassischen Gesteinen des Profils vorkommen.

Etwas den O-Hang des Fonsjoches gegen die Basilalm hinab sind die Aufschlüsse im Lias unterbrochen. Erst viel weiter unten, in gleicher Höhe mit dem Profil 3 S. 21, wenn man ungefähr 50 m auf der Isohypse vom stratigraphisch höchsten Teil dieses Profils nach N geht, beobachtet man wieder ein vollständiges Liasprofil.

Profil 10, am unteren Teil des Fonsjochosthanges.

Rote Knollenkalke (Adneter Fazies).

15 m. Hellrote, mehr oder weniger dickbankige Krinoidenkalke mit ziemlich ebenen Schichtflächen.

1 m. Kalke wie das Liegende, aber ungefähr fußdick geschichtet, im obersten Teil allmählich in Krinoidenkalke übergehend.

0·35 m. Ziegelroter, dichter, flachsplittiger, handdick oder noch dünner geschichteter Kalk mit ebenen Schichtflächen.

α_3 ? Dicke Brauneisenrinde auf einer Schichtfläche, stellenweise auch etwas höher oder tiefer, oder mehrfach übereinander.

0·25 m. Zwei Bänke ähnlichen, aber etwas mehr rötlichen Kalkes als das Liegende.

1·40 m. Rötlichgelber, feinkristalliner Kalk, fußdick bis handdick geschichtet, mit stark knolligen Schichtflächen, an welchen die Bänke wie verzahnt erscheinen. Bei der Ablösung der Bänke voneinander bleiben die Zapfen der einen häufig in den Vertiefungen der anderen Schichtfläche. Tonhäute wurden auf den Schichtflächen nicht beobachtet.

0·13 m. Rötlichgelber, feinkristalliner Kalk.

α_2 Nach oben entwickelt sich der rötlichgelbe, feinkristalline Kalk reiner. Hier wurde ein Pylonot vom Charakter der Zone des *Psiloceras megastoma* Guemb. und im allerobersten Teil *Arietites proaries* Neum. gefunden.

α_1 Unten mit ockerfarbigen, ziegelroten, auch blaugrauen Flammen, ockerfarbigen „Scherben“ und spärlichen Glaukonitkörnern, dazwischen z. T. auf die Schmalseite gestellte Ammoniten und Bivalven. Erkennbar sind nicht genau bestimmbare Pylonoten, die eher den Charakter der Zone des *Psiloceras calliphyllum* Neumayr an sich tragen. Gegen unten ist dieser Kalk durch eine nur lokal entwickelte, fast ebene Schichtfläche abgegrenzt, welche stellenweise Brauneisenrinden trägt. Auf dieser nach unten gekehrten Fläche wurde ein Pylonot vom Charakter der Zone des *Psiloceras calliphyllum* Neum. gefunden. Ferner liegen auf dieser Fläche *Lima* sp. und gegitterte *Pecten*.

α) $\left. \begin{array}{l} 0·07 \text{ m. Dichter, ockerfarbiger, dunkelgebänderter Kalk.} \\ \text{Fast ebene Schichtfuge, kein Zwischenmittel sichtbar.} \\ 0·1 \text{ m. Dichte, ockerfarbige Kalklage, nach oben dunkel gebändert.} \\ \text{Fast ebene Schichtfläche.} \end{array} \right\}$

n) 0·5 m sichtbar = Liegendes: Gelbe Schiefermergel mit handdicken Kalkbänckchen von lichtgrau-gelbfleckiger Farbe mit Spuren von Brachiopodenschalen.

Alle Kalksteine des Profils führen, auch wenn nicht besonders bemerkt, einzelne Krinoidenstielglieder. Das Streichen wurde N 280° W, das Fallen 45° zirka N gemessen.

Ganz unten endlich, am Bachriß, der die Basilmulde entwässert, sind die Verhältnisse nicht günstig. Man sieht nur zirka 10 m mächtige, brachiopodenführende Krinoidenkalke, die hier N 80° O streichen und unter 45° zirka N fallen und darüber die roten Knollenkalke mit

riesigen Ammoniten darin, von denen bisher leider nichts gewonnen werden konnte.

Erst etwas weiter nordöstlich, kurz vor dem großen Blockfeld, das sich an das S-Ende der „Wilden Kirche“ anschließt, beobachtet man wieder ein zusammenhängendes Profil, dessen Parallelisierung jedoch vorläufig nur vermutet werden kann.

Profil 11, O des Einrisses, den der Bach am Ausfluß aus der Basilmulde bildet, unmittelbar vor dem die „Wilde Kirche“ nach S begrenzenden, latschenbewachsenen Blockfelde.

δ 2, ε Rote Knollenkalke (Adneter Fazies) mit den S. 32, 33 beschriebenen, als tektonisch aufzufassenden Einlagerungen vermutlich rhätischen Kalkes.

β, γ 17 m. Rot und weiß gefleckte, dickbankige Krinoidenkalke mit zahlreichen kleinen Brachiopoden. Die weißen Kalke enthalten meist zahlreiche, ein oder wenige Millimeter große, braunrote Fleckchen, wodurch sie ein scheckiges Aussehen bekommen. Nach Rothpletz (88) S. 32—34 mittlerer Lias mit *Terebratula Aspasia Meneghini* var. *minor* und anderen Brachiopoden. Gegen die Hangendgrenze zu geht dieser Komplex durch Wechselagerung mit dünneren Knollenkalkschichten in die Adneter Fazies über.

1·20 m. Gelblichrote, wohlgeschichtete, brachiopodenführende Kalke vermitteln durch Zunahme der Krinoidenglieder den Übergang zu den hangenden Krinoidenkalken. An der Basis scheckig durch grünlichgelbe und bräunliche Flecken und stellenweise hievon im Profil nicht sicher unterscheidbare Brauneisenrinden.

α₁ ? α₂ 1·40 m. Blaßrote, ziemlich dichte, wohlgeschichtete Kalke, z. T. grobknollig, im oberen Teil mit Krinoidengliedern und spärlichen gelben Flecken.

Liegendes nicht sichtbar, vermutlich oberrhätischer Riffkalk der Übergangszone zwischen mergeligen Bildungen und eigentlichem Riffkalk.

Überschreitet man nun das erwähnte große, latschenbewachsene Blockfeld, so bemerkt man eine bedeutende Änderung in den faziellen Verhältnissen. Das Liegende des Lias bzw. liasartiger Gesteine ist die S. 22, Profil 4 erwähnte feinkristalline Fazies des weißen Riffkalkes. Die Oberfläche dieses Kalkes, d. h. die Grenze gegen die überlagernden roten Kalke, ist in eigentümlicher Weise grobhöckerig und von einer dicken Mn-haltigen Brauneisenrinde bedeckt. Schlägt man einen solchen Höcker ab, so sieht man, daß diese Brauneisenrinde zipfelartige, unregelmäßig begrenzte, mehr als zentimeterlange Fortsätze in den Kalk entsendet. In der braunen, die Fortsätze bildenden Masse fallen rote Flecken von liasartigem Kalk mit Krinoidengliedern auf. Im ganzen bildet die hellgrau verwitterte, höckerige Fläche mit ihren Brauneisenflecken einen höchst eigenartigen Anblick. Unmittelbar auf dieser Fläche liegt nun ohne Zwischenschaltung irgendwelcher, den bunten Cephalopodenkalken nach Wähner (86) vergleichbaren Schichten direkt dünnschichtiger, roter Kalk (Adneter Fazies) und in diesem

wurde in 1·50 m bis 2 m Abstand von der Basis gefunden: *Dumortieria Jamesoni* Sow., *Acanthopleuroceras Masseanum* d'Orb., *Aegoceras natritz* Ziehl. und *Aegoceras heterogenum* Young and Bird. Hiemit ist also unterster Lias γ nachgewiesen.

Diese Liasstufe ist in der Umgebung des Fonsjoches bisher überhaupt unbekannt gewesen, aber auch sonst in den nordöstlichen Alpen nur selten durch Fossilfunde festgestellt. Vgl. Rosenberg (09) S. 332—336. Das gefundene Exemplar von *Aegoceras heterogenum* Young and Bird besteht aus einem Teil der äußersten Windung und stimmt mit den erwachsenen Stadien bei Wright (86) Tafel XXXV, XXXVI und Buckmann (12) Tafel XLVI gut überein. Nach Wright (86) soll *Aegoceras heterogenum* das erwachsene Stadium von *Aegoceras capricornum* Schloth. sein.

Am nächsten liegt wohl bei diesem Vorkommen der Vergleich mit dem Lias von Adnet, in welchem in derselben Gesteinsfazies die drei erstgenannten Arten vorkommen. Hauer (55) S. 79—80. Über einige paläontologische Besonderheiten meiner Exemplare wird noch zu berichten sein.

Verfolgt man nun die untere Liasgrenze (es wird hiebei angenommen, daß der Riffkalk durchaus rhätisch ist, vgl. auf S. 31, 32) weiter nach N, so werden die Brauneisenrinden inner schwächer, die höckerige Beschaffenheit der Riffkalkoberfläche verliert sich, und über dem Riffkalk stellen sich wieder rote, dicker gebankte Kalke mit gelben Flecken und Brauneisenkonkretionen ein. In diesen Kalken kommen vielfach Krinoidenglieder vor. Ihre Mächtigkeit beträgt wenige Meter, ist aber aus Mangel durchgehender Aufschlüsse nicht genau feststellbar. Im Riffkalk entwickeln sich hier, wie schon erwähnt, tropfartige Gesteine (Wähner [03 b] S. 2), d. h. ein Lithodendronkalk aus weißen, spätigen Lithodendren mit roter Zwischenmasse. Bei dem S. 25 erwähnten Knick im Streichen der Rhät-Liasgrenze sind die roten Liaskalke mit scharfer Grenze auf den hier fast krinoidengliederfreien weißen Riffkalk wie aufgeklebt. Über tektonische Komplikationen an dieser Stelle vgl. S. 35.

Geht man von diesem Knickpunkte, wo der Riffkalk dem Bache ganz nahe kommt, weiter gegen N die Wände entlang, die sich wieder vom Bache entfernen, kommt man auf halbem Wege bis zum N-Ende der Wilden Kirche an eine Stelle, wo dünnschichtige, rote Kalke hoch hinaufreichen. Auf dem Riffkalk liegt hier mit ziemlich ebener Grenze eine 0·40 m dicke, ziegelrote Bank mit höckeriger Dachfläche und weiteren Schichtflächen im Innern. Auf diesen letzteren sind Brauneisenrinden und Konkretionen vorhanden. Nur selten kommen die Rinden auch auf der Grenze gegen den Riffkalk vor. Nach umherliegendem Schutt zu urteilen, enthält diese Bank auch gelbe „Scherben“ und der Riffkalk darunter ist bisweilen rötlich verfärbt. Obwohl die Auflagerung der dünnschichtigen Adnetter Fazies nicht einwandfrei zu beobachten ist, kann deren Sohle nicht mehr als 0·80 m über dem Riffkalk liegen. Die Verhältnisse ähneln also denen am S-Ende der Riffkalkwestgrenze.

Endlich ist der untere Lias auch am Bachdurchbruch oberhalb der Schrambachalm gut aufgeschlossen.

Profil 12, Bachdurchbruch oberhalb der Schrambachalm.

α_1 — α_2 $\left\{ \begin{array}{l} 8 \text{ m} \text{ aufgeschlossen. Rote Knollenkalke (Adneter Fazies), dünn} \\ \text{geschichtet.} \\ 3\text{--}70 \text{ m. Wie das Hangende, aber dicker geschichtet und etwas} \\ \text{weniger stark knollig.} \end{array} \right.$

α_3 ? 0.40 m. Tiefroter Kalk, mit Kriuoidengliedern und gelben Flecken. Brauneisenrinden.

α_1 ?— α_2 3 m. Blaßrote Kalke, unten dünner geschichtet, oben dickbankig und mit gelben Flecken.

Liegendes: Rhät, Profil 6.

Mit diesem Profil zeigt das Profil 11, abgesehen von den Krinoidenkalken, auffallende Analogien. Die Parallelisierung, die durch die Buchstaben zum Ausdruck gebracht wird, beruht auch hier nur auf Vermutung.

Zurückblickend sehen wir also starke fazielle und Mächtigkeitsänderungen in den Liasprofilen.

α_1 ist am mächtigsten in Profil 8 südlich der Überschöbalm. Es scheint nach W abzunehmen. Nach O ist die Reduktion der Mächtigkeit zweifellos. In Profil 10 am Fonsjochosthange ist es nur wenige Zentimeter mächtig; damit steht wohl die Umwandlung der obersten Rhätschichten am Grunde des Liasmeeres im Zusammenhang. (Profil 10 n.) Ob α_1 im Bereich von Profil 11—12 überhaupt vorhanden ist, ist zweifelhaft.

Die Krinoidenkalke entwickeln sich aus geringmächtigen Anfängen bei der Vorderschleimhochalm gegen O zu einer Mächtigkeit von 17 m in Profil 11, wahrscheinlich zum Teil auf Kosten des Liegenden, und hören mit Beginn des Riffkalkes plötzlich überhaupt auf.

Sicher erwiesen ist eine starke Reduktion des unteren Lias am S-Ende des Riffkalkes, denn Lias γ in Adneter Fazies, welche hier den Krinoidenkalk weiter westlich vertritt, kommt dem Riffkalk auf 1.50 m nahe. Wahrscheinlich hat der ebenfalls geringe Abstand der Adneter Fazies vom Riffkalk am N-Ende des letzteren dieselbe Bedeutung.

Würde man das in allen Profilen vorhandene Niveau mit Brauneisenrinden als stratigraphischen Horizont α_3 auffassen, als welcher sie in Profil 9 durch Wähner (86) S. 7 erwiesen sind, dann wäre ein einfaches Verständnis der Verhältnisse möglich. Am S-Ende und nahezu auch am N-Ende des Riffkalkes käme dann dieser Horizont durch Ausfall der tieferen Lias horizonte direkt auf den Riffkalk zu liegen, während er in den übrigen Profilen sowie am Knickpunkt in der Mitte der Riffkalkwestgrenze durch Sedimentation von der oberen Rhätgrenze getrennt wäre. Jedoch bedarf diese Vermutung noch der Bestätigung durch Fossilfunde.

In den Profilen 7—10 kommt die paläontologisch sichergestellte Rhät-Liasgrenze petrographisch scharf zum Ausdruck. Keine Gesteine, die irgendwie nach unseren Ausführungen S. 36—41 dem Riffkalk, bzw. dessen Derivaten zuzuordnen wären, reichen in den Lias hinauf, anderseits sind solche Gesteine dicht unter der Grenze vorhanden. Es ist daher unwahrscheinlich, daß im Bereiche des Riffkalkes, in dessen

Einflußbereich die erstgenannten Profile liegen, der Fazieswechsel zu einer anderen Zeit als an der Rhät-Liasgrenze erfolgte. Zudem sind hier im Riffkalk noch nie Liasfossilien oder umgekehrt in den roten Kalken Rhätfossilien gefunden worden.

3. Tektonische Verhältnisse.

Wie erwähnt, liegt die Basilmulde gerade in der Umschwenkung der Karwendelvorgebirgsmulde. Auffallend sind zunächst die östlich vom Fonsjoch beginnenden Knickungen im Streichen des Plattenkalkes am S-Rande der Mulde (vgl. Abb. 2!). Kaum ist nördlich Seebergspitz Kote 2072 die Umwendung im Streichen in die N-Richtung vollzogen, als auch wieder gleichmäßige, ebene Schichtflächen den W-Hang des Kammes zum Seekarspitz Kote 2050 bilden. Die Knickungen im Streichen des Plattenkalkes können ebensogut als mindestens vier nach W überkippte Sättel mit ziemlich steil nordwestlich fallenden Achsen und geknickten Firsten angesehen werden, die von einer nördlich fallenden Basis abgelöst erscheinen. Über ihre Entstehung kann kaum ein Zweifel obwalten. Bei der Beugung einer geneigten Schichtenfolge um eine vertikale Achse muß eine innere, auf der Seite der Achse liegende Pressungszone und eine äußere Zerrungszone entstehen, wie eben bei der Biegung jedes festen Körpers. Zwischen den beiden Zonen liegt die „neutrale“ Schicht (vgl. auch Ampferer [24], S. 65 und Fig. 19.) Der Rahmen von Hauptdolomit am S-Hange des S-Kammes und am O-Hange des O-Kammes der Basilmulde bildete bei der Beugung der Karwendelvorgebirgsmulde für den in Rede stehenden Teil derselben diese „neutrale Faser“. Auf dieser geneigten Unterlage von Hauptdolomit entstanden nun in dem durch die Schieferzwischenlagen leicht beweglichen Plattenkalk, der auf der konkaven Seite der Beugung in der Pressungszone lag, die erwähnten Falten, deren Achsen demnach parallel zu den Schichtflächen des Hauptdolomites und außerdem parallel zur Knicklinie der basalen Hauptdolomitschichtfläche liegen müssen. Die ersteren fallen nach N, die Knicklinie verläuft in ihrer Projektion auf die Horizontalebene naturgemäß südost-nordwestlich. Die SO-NW-Richtung der Projektion und NW-Fallen müssen also auch die Sattelachsen zeigen. Dies ist wirklich der Fall, siehe Abb. 2. Ein Blick auf diese lehrt, daß man die Raumverkürzung bei dieser Faltung mindestens auf $\frac{1}{2}$ des ursprünglich durch die noch ungefalteten Schichten eingenommenen Raumes schätzen kann. Der untere Teil der rhätischen Schichten machte wahrscheinlich diese Knickungen mit, aber nur südlich Kote 1636 ist ein Stück eines solchen Knickes zu sehen.

Wenn wir die gewonnene Erkenntnis einer starken Raumverkürzung innerhalb der Basilmulde in O-W-Richtung im Auge behalten, ergibt sich die Möglichkeit, die seit Clark (87), S. 17 und Rothpletz (88), S. 32, bekannte „Wechselagerung“ von „weißem Riffkalk“ mit Liassedimenten dem Verständnis näher zu bringen. Die Tatsachen sind folgende: Zwischen dem Bachausfluß der Basilmulde und dem großen Blockfeld am S-Ende der „Wilden Kirche“ folgt über den Liaskrinoidenkalken Profil 11 eine scheinbar konkordante, mächtige Bank eines weißen

Kalkes von wachsartigem Aussehen und einem schwachen Stich ins Rötlichgelbe. Darüber folgen 3 m Kalke mit Übergangscharakter zur Adneter Fazies und dann wieder 2 m des vorerwähnten weißen Kalkes. Während die ersterwähnte Einschaltung nach SW ohne Faziesvermittlung aufhört, ist die zweite weiße Bank über den Bach noch eine Strecke weit den Fonsjochhang hinauf in den Adneter Schichten verfolgbar. Das NO-Ende der letzteren Bank schwillt gegen das Hangende an und sendet im Hangenden noch einige Zungen in die Adneter Fazies des Lias (vgl. Abb. 2!). In den hangendsten Teilen der Adneter Kalke taucht tief unten am Hange nochmals eine scheinbar konkordante, linsenförmig auskeilende Partie des weißen Kalkes auf. Endlich liegt eine ähnliche, $\frac{1}{2}$ m mächtige Bank 200^x vom Bach gegen W am unteren Teile des Fonsjochhanges zirka 50^x horizontal gemessen über der Liasbasis. Sie ist nur ungefähr 40^x lang und etwas zerknittert. In Abb. 2 ist sie als geknickte Linie angedeutet. Verschiedene Anzeichen sprechen dafür, daß diese Einschaltungen tektonisch in ihre heutige Lage gekommen sind, und zwar: 1. Ihr allgemeiner Umriß, vgl. Abb. 2. 2. Der Umstand, daß unter den Einschaltungen, wo das unmittelbare Liegende gut aufgeschlossen ist, stets eine Dislokationsbreccie liegt, die aus den Knollenkalkeu der Adneter Fazies hervorgegangen ist. Wie auch andernorts oft beobachtet, neigen diese Knollenkalke überhaupt zur Bildung solcher Breccien. Besonders die isolierte Bank am Fonsjoch liegt zwischen mehr als 1 m mächtigen Breccien, die also hier auch im Hangenden der Einschaltung auftreten. 3. Die Einschaltungen liegen nicht in den schwerer beweglichen Krinoidenkalken, sondern in deren Übergangsfazies zu den Knollenkalkeu und in den Knollenkalkeu selbst, die das Ideal hoher Mobilität einer Schichtengruppe vorstellen. 4. Am Ende der Einschaltungen am Fonsjochhange sind die Knollenkalke eigentümlich zerknittert, wie in Abb. 2 angedeutet.

Analog dem Plattenkalke, der dadurch in die oben beschriebenen Falten gelegt wurde, mußte auch der untere Lias bei der Knickung der Karwendelvorgebirgsmulde eine starke W-O-Zusammenpressung erfahren. Wir wissen allerdings nicht, wo für diese Gesteine die „neutrale Faser“ lag, aber die von O her vordrängende, unnachgiebige Riffkalkmasse der „Wilden Kirche“ trug gewiß eber zur Verstärkung der Spannung bei, deren Auslösung dann die Einschaltung der hellen Gesteinsbänke in den Lias, vielleicht durch Übertreibung ähnlicher überkippter Falten, wie der des Plattenkalkes, zur Folge hatte.

Leider nur konnte bis jetzt kein sicherer Anhaltspunkt gewonnen werden, wo diese Kalke eigentlich ursprünglich hingehören. Versteinerungen, sogar Krinoidenglieder, sind darin weder makroskopisch noch mikroskopisch zu finden. Bei Betrachtung mit freiem Auge wird man natürlich zunächst an den weißen Riffkalk denken. Aber dieser hat nie dieses völlig dichte, wachsartige Aussehen. Der Schliff vollends enthüllt eine Textur, die in keinem der rhätischen und liassischen Gesteine der Umgebung wiederkehrt, so daß man höchstens vermuten kann, daß es sich um völlig mylonitisierten, auf besondere Art regenerierten Riffkalk handelt. Dann wäre die rötliche Farbe, besonders der Bänke westlich des Baches inmitten der roten Gesteine des Lias, auch verständlicher.

Auf die schon erwähnte O-W-Spannung im Innern des Knickes der Karwendelvorgebirgsmulde sind noch andere Störungen zurückzuführen, die allenthalben auf der W-Seite der „Wilden Kirche“ an der Rhät-Liasgrenze zu beobachten sind, besonders gut auf der weit herabreichenden Grenzschichtfläche, nahe dem S. 25 erwähnten Knick im Streichen. Diese wird von beinahe streichenden, mit der Fallrichtung von der O-W-Richtung nur wenig gegen N abweichenden Klüften überquert. Die Schnittlinien der Klüfte mit der Schichtfläche senken sich demnach gegen N talwärts. Die Klüfte fallen steil bergwärts, d. h. sie stehen ungefähr senkrecht auf den Schichtflächen (Abb. 3). Das hangende Gebirgsstück ist, wie an der Schleppung und Verschiebung der Liaskalke deutlich zu sehen ist, um einen kleinen Betrag (zirka 1 m) gegen W geschoben. Es handelt sich also um fast streichende, widersinnige Überschiebungen. Infolgedessen stehen im Grasboden unter der Schichtfläche des Riffkalkes in deren Fortsetzung die Liaskalke an. Aher noch tiefer kommt, trotzdem der Hang weniger steil ist als die Schichtfläche, plötzlich wieder weißer Riffkalk zutage. Dies deutet, da der Hang

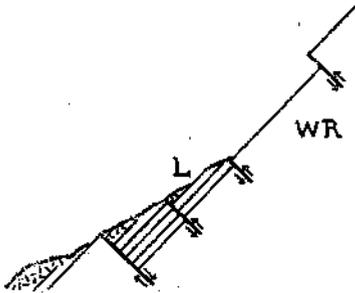


Abbildung 3. Widersinnige Störungen (Überschiebungen und Verwerfungen) an der Grenze von weißem Riffkalk und Lias auf der weit herabreichenden Schichtfläche der W-Seite der „Wilden Kirche“.

sanfter fällt als die Schichtfläche, auf gelegentlich auch umgekehrten Bewegungssinn an ähnlichen Klüften. Weiter südlich ist dieser Fall auch direkt aufgeschlossen. Bei Nichtbeachtung dieser tektonischen Details könnte man aus dem scheinbar im Hangenden des Liaskalkes auftretenden weißen Riffkalk leicht auf eine Wechselagerung des Lias mit riffkalkähnlichen Bänken schließen. Weiter südlich, wo an der Rhät-Liasgrenze „Tropf“ entwickelt ist (vgl. S. 25), sind an der N 345° W streichenden, 55° WSW fallenden Schichtfläche zwei Systeme solcher Klüfte zu beobachten, die sich spitzwinklig schneiden, u. zw. ein sel-

teneres N 25° O streichendes und 45° OSO fallendes und ein häufigeres, N 5° O streichendes, 50° O fallendes. Hier ist an einem solchen Bruch, wie schon bemerkt, die Verschiebung des Hangendteiles nach O, also im Fallsinne, aufgeschlossen. Dies hat nichts Überraschendes, es ist eben bei der Auslösung der O-W-Spannungen nicht immer nur der Hangenteil gegen W gewandert, sondern es hewegte sich auch einmal eine Partie weiter vor als das Liegende und Hangende, wodurch an der Hangendkluft dem relativen Sinne nach diese echte Verwerfung zustande kam. Ungefähr in der Mitte des N-Teiles der W-Grenze des Riffkalkes, wenige Schritte südlich der Stelle, wo die Adneter Fazies fast direkt auf dem Riffkalk liegt, setzt ähnlich den eben erwähnten Störungen eine viel steilere, fast saigere, bergwärts fallende Kluff in die Riffkalkmasse hinein, an welcher eine von unten nach oben sich verdünnende Partie von rotem, liassischem, zu einer Breccie zerquetschtem Kalk in das Riffgestein hineinragt. Das Aussehen einer derartigen rein tektonischen Hineinmischung ist charakteristisch verschieden von den S. 17, 18 erwähnten roten Kluffüllungen auf der Höhe der Steimplatte.

Wenig nördlich dieser Stelle ist eine saigere, streichende Kluff mit fast horizontalen, wenig nördlich fallenden Hohlkehlen bedeckt. Sie erklären sich aus bei der Knickung der Karwendelvorgebirgsmulde sich ergebenden Differenzialbewegungen, ähnlich wie Rutschstreifen im Fallsinne auf den Schichtflächen bei der Entstehung von Falten, vgl. Wähner (17), S. 19, 20. Kleinere Störungen verschiedener Art sind auf der Riffkalkwestgrenze, sowie überhaupt in dem in Abb. 2 dargestellten Gebiete in großer Anzahl vorhanden, ohne daß sie hier besondere Erwähnung finden oder bei der Herstellung der Zeichnung berücksichtigt wurden. Es sei nur noch der horizontalen Querverwerfungen gedacht, die auch den Lias am Fonsjochhange durchsetzen. Die mehrfach erwähnte, weit herabreichende Schichtfläche an der Riffkalkwestgrenze verdankt ihre vorgeschobene Lage einem ungefähr ost-westlich verlaufenden, fast saigeren Bruche mit horizontalen Rutschstreifen (Blattverschiebung), welcher auch noch in der Verstellung der Liasknollenkalke und Radiolarite bis zum Bach hinab kenntlich ist.

Endlich sei noch der Riffkalkmasse als Ganzes gedacht. Die größeren Einfallswinkel auf der W-Seite im Vergleiche zur O-Seite finden, da exogener Herkunft, später, S. 47, 48, ihre Erklärung. Aber außerdem steht auch das N-Ende (Profil 5!) viel steiler als das S-Ende (Profil 4). Die Voraussetzungen für eine Torsion im Sinne des Daubréeschen Experimentes (Daubrée [80], S. 236 und Tafel II) scheint also gegeben. Trotzdem würde auch die sorgfältigste Felduntersuchung kaum eine Analogie herausfinden, denn die Verhältnisse sind in der Natur doch ganz andere als im Experiment. Das letztere verwendet eine intakte Platte, deren Festigkeit gegenüber der Beanspruchung eine außerordentlich hohe ist. In der Natur ist bei der Aufrichtung gewiß kein einheitlicher, klufffreier Gesteinskörper mehr vorhanden gewesen, es handelte sich schon um ein Stückwerk, das natürlich durch die Torsion nicht mehr regelmäßige Sprungsysteme im Sinne des Experimentes annehmen konnte, sondern es erfolgten Bewegungen an den bereits vorhandenen Klüften. Und selbst wenn man hievon absieht, würden die gänzlich anderen Festigkeitsverhältnisse kaum etwas Analoges zustande bringen. Die Nichtbeachtung dieser Umstände hat zu wiederholten Versuchen geführt, die Natur in ein Schema zu pressen, welches keine befriedigende Erklärung ihrer Erscheinung bildet.

III. Bemerkungen zur Sedimentpetrographie.

Hier soll eine Übersicht der Gesteine der besprochenen Aufschlüsse besonders mit Rücksicht auf die Ergebnisse ihrer mikroskopischen und einiger einfachen chemischen Untersuchungen gegeben werden. Diese sind nicht Selbstzweck, sondern verfolgen lediglich das Ziel, die Feldbeobachtungen, in denen schon ein Teil der sedimentpetrographischen Studien enthalten ist, durch einfache Methoden zu erweitern.

1. Die Kalke der eigentlichen Riffbildungen.

Diese sind meist hell gefärbt. Die untenstehende Tabelle gibt die wichtigsten Arten dieser Kalke, welche durch die Kombination auffälliger Merkmale entstehen. Die Pfeile deuten den Verlauf der Über-

gänge an: Minder verbreitete fazielle Abweichungen, wie Zweischalersfazies usw. wurden in den früheren Kapiteln gelegentlich erwähnt. Nicht Rücksicht genommen wurde in der Tabelle auch auf solche Abarten, die durch Berücksichtigung der Art des Schichtverbandes entstehen, wie knollige Kalke mit knolligen Schichtflächen und deren extreme Entwicklung-Knollenkalk.

	a) Mit Lithodendronstruktur	b) Ohne Lithodendronstruktur	c) Krinoidenglieder
1. Rot, gelb, bunt	Roter, gelber, bunter Riffkalk (tropfartig)		
2. Weiß	Weißer Riffkalk		Hellgrauer bis grauer, nie rein weißer krinoiden- führender Kalke
3. Grau	Grauer Lithodendronkalk	Grauer Übergangskalk	

2. a)—b) Das an Masse verbreitetste Gestein bildet den Kern der Riffe. Vgl. Wähner (03a), S. 90, Gümbel (61), S. 360 — weißer Dachsteinkalk. Bezüglich der Ausdrücke Riffkern, Riffböschung usw. vgl. S. 44, 45.
3. b) Bildet die Riffböschungen z. T.
3. a) Im Kern kleinere Riffe und gebankte, oft viele Meter mächtige Einschaltungen in sonstigen Rhätgesteinen. Gümbel (61), S. 361 — Hauptdachsteinkalk. Suess-Mojsisovics (68), S. 192 und Tafel: Hauptlithodendronkalk.
- 2.—3. c) Meist in den obersten Schichten der Riffböschungen, z. B. Pr. 1, k, l-Südfortsetzung.
1. a)—c) Gümbel (61), S. 361, bunter Dachsteinkalkstein. Z. B. O-Seite der „Wilden Kirche“, S. 22, 24.

Eigentliche Krinoidenkalken sind selten. Beispiel S. 9.

Schon Wähner (03a), S. 91, hat eine Art klastische Struktur des weißen Riffkalkes mit der Lupe erkannt. U. d. M. konnte sie nunmehr für fast alle Gesteine der obigen Tabelle nachgewiesen werden. Im allgemeinen besteht diese scheinbar klastische Beschaffenheit darin, daß in einer gröber kristallinen Grundmasse feiner kristalline Partikel von ziemlich unregelmäßig rundlichem Umriß liegen. Der Gegensatz zwischen den Körnern und der Grundmasse kann sehr deutlich sein, besonders wenn die aus dichterem Kalzit bestehenden Körner groß sind, andererseits kann er undeutlich werden, wenn der Durchmesser der Körner geringer wird und besonders, wenn aus diesem Grunde stärkere Vergrößerung notwendig ist. Wenn man dann gar noch dünnere Stellen des Schliffes ins Auge faßt, sind nur noch etwas dichtere Flecken zu sehen, deren Deutung ohne Vorhandensein aller dieser Übergänge Schwierigkeiten machen würde. Man darf nicht vergessen, daß hier sowohl Grundmasse als Körner aus Kalzit bestehen, also kein mineralogischer Gegensatz

zwischen beiden vorhanden ist, wie er oft bei klastischen Gesteinen vorkommt und deren richtige Deutung erleichtert. Bringt man die Gesteine dieser Gruppe nach absteigender Deutlichkeit dieser subklastischen (Begründung dieses Ausdruckes siehe S. 38) Beschaffenheit in eine Reihe, so stehen die an Krinoidengliedern etwas reicheren Kalke des oberen Teiles der Riffböschungen 2—3 c (zur näheren Charakterisierung werden den einzelnen Gesteinsarten fortan die in vorstehender Tabelle beige-druckten Kolonnen- und Zonenzeichen beigegeben) unbedingt an erster Stelle. Bei dem Gestein aus dem Oberautal, Profil 6, oberste Bank, welches, wenn auch nicht nach seinem geologischen Verband, so doch nach seiner Beschaffenheit nach hierher gehört, erreichen die aus dichtem Kalzit bestehenden Körner oft einen Durchmesser von 250 μ und mehr. Es sind aber auch viele darunter, die nur halb so groß oder kleiner sind. Die Grundmasse ist hier ganz besonders grobkörnig und löscht oft rings um ganze Körner einheitlich aus. Im Gestein Pr. 1 k, l-Südfortsetzung von der Steinplatte werden die dichteren Körner meist kaum 150 μ groß und die Grundmasse ist nicht mehr so grobkörnig, sondern mehr feinkristallin. (Ich wende diese Ausdrücke nur in ihrer relativen Bedeutung an!) Nun folgen in der Reihe abnehmender Deutlichkeit der subklastischen Struktur die hellgrauen Übergangskalke 3 b. Größe der dichteren Körner meist nicht über 60 μ , selten bis 90 μ . Die Körner (es handelt sich, wie ich ausdrücklich betone, um aus vielen sehr kleinen Kalzitindividuen bestehende, vermutlich klastische Fragmente) sind oft sehr dicht gepackt, so daß nur kleine, zwickelförmige Grundmassen-ausschnitte dazwischen übrigbleiben, die endlich ganz schwinden können, so daß eine scheinbar einheitliche, dichtere Grundmasse als gewöhnlich entsteht. Wenn nun einzelne dunklere, deutlichere Körner aus dieser Masse hervortreten, scheint es, daß in einer dichten, den nicht riff-artigen Rhätgesteinen ähnlichen Grundmasse einzelne klastische Körner liegen. Allerdings müssen nicht alle größeren dichten Partien der Schriffe so gedeutet werden. Am wenigsten deutlich endlich wird diese Struktur bei den Schriffen aus dem eigentlichen weißen Riffkalk 3 a—b, besonders in dem Gestein aus dem Kern des Riffes an der Steinplatte. Die Größe der Fragmente beträgt noch immer ungefähr 60 μ . Auf den entstehenden Eindruck, besonders bei geringer Schriffdicke, wurde bereits oben S. 36 hingewiesen. Die Deutung dieser beschriebenen Struktureigentümlichkeit der ganzen Gruppe wird erst nach der Besprechung weiterer mikroskopischer Merkmale im Zusammenhang erfolgen. Es sei noch erwähnt, daß für diese Untersuchung meist Vergrößerungen bis ungefähr 100 \times ausreichen.

Die subklastische Beschaffenheit wird, wie erwähnt, durch den Gegensatz zwischen dichteren Körnern und gröber kristalliner Grundmasse sichtbar. Das Vorhandensein von Bruchstücken von ebensolcher oder gröberer Kristallinität als die Grundmasse muß daher die Deutung noch weiter erschweren. Diese grobkristallinen, ebenfalls unregelmäßig gestalteten Fragmente kommen in allen Gesteinen der oberrhätischen Riffe vor. Oft sind sie von der Grundmasse nicht scharf abtrennbar. Abgesehen vom weißen Riffkalk erreichen sie wie die dichten Körner die größten Dimensionen im oberen Teil der Riffböschungen 2—3 c

(Durchmesser um 500 μ) und sind hier am häufigsten. Viele, besonders im Gestein aus dem Oberautale, sind mit einer Rinde von dichtem Kalzit überzogen. Diese kann so dick werden, daß nur im Kern eine grobkristalline Partie übrigbleibt, oder so dünn werden, daß die Abgrenzung des grobkristallinen Inhaltes von der gleich beschaffenen Grundmasse Schwierigkeiten macht. Übrigens können in diesen Kalken auch die zweifellosen, unten näher beschriebenen Organismenreste überwindet sein. In den Übergangskalken 3b kommen die grobkristallinen Bruchstücke spärlich und 10—260 μ im Durchmesser vor. Trotz der großen Schwankungen der Dimensionen ist in den Kalken der Riffe außer dem eigentlichen weißen Riffkalk eine gewisse Saigerung der „klastischen“ (dichten und grobkristallinen) Körner unverkennbar. Im weißen Riffkalk dagegen schwanken die grobkristallinen Körner in Größe und Verteilung in außerordentlich weiten Grenzen und sind von der Grundmasse meist so schlecht abtrennbar, daß ein ganz anderer Eindruck als in den übrigen hier erwähnten Gesteinen entsteht. Bei allen aber machen die dichteren Mikrogerölle den größten Teil der Gesteinsmasse aus — stets mehr als die Hälfte. Zu den Besonderheiten des eigentlichen weißen Riffkalkes gehört noch, daß sich hier das quantitative Überwiegen der dichten Körner am wenigsten fühlbar macht.

Es ist nun die Frage zu beantworten, was man in den bisher beschriebenen Bestandteilen dieser Kalke, gegen deren Masse die sofort als organisch erkennbaren Bestandteile unwesentlich sind, zu erblicken hat. Da die dichteren Fragmente in ihrer Beschaffenheit vollständig der Grundmasse der sonstigen nicht riffartigen Rbätalkalke gleichen, betrachte ich sie als aus der Aufarbeitung von mindestens bis zu einem gewissen Grad des Zusammenhanges verfestigtem Kalkschlamm hervorgegangene Bruchstücke. Die Frage nach der Herkunft ihrer Kalksubstanz ist damit natürlich nicht entschieden. Allerdings ist mir unter den Riffkalken bisher kein Gestein bekannt, das dieses Material unaufgearbeitet zeigt. Diese Schwierigkeit wäre beseitigt, wenn man annimmt, daß die Bildungszeiten derartigen Schlammes mit den Zeiten seiner Aufarbeitung abwechselten. Es handelt sich also um eine Art synchroner Geröllbildung, auf die kürzlich Kumm (25), S. 257, Anm. 2, hingewiesen hat. S. 262 führt Kumm ein Beispiel solcher dichter Mikrogerölle in größer kristalliner Grundmasse im Jura ϵ in Schwaben an, welches von Berckhemer (23) beschrieben wurde. Um einen gewissen Gegensatz zu dem Begriff „klastisch“ zum Ausdruck zu bringen, der gewöhnlich auf Gesteine angewendet wird, deren Material von beträchtlich älteren und meist auch entfernteren Gesteinen her stammt, und um gleichzeitig die enge, durch Übergänge zum Ausdruck kommende Verwandtschaft mit diesem Begriff anzudeuten, verwende ich für diese Struktur die Bezeichnung „subklastisch“. Übrigens ist bei einigen sehr großen, dichten Fragmenten ihrer eigentümlichen Umrissse wegen die Bezugnahme auf kalzitische Organismenbruchstücke, besonders Kalkalgen, nicht fernliegend. Die Kalke 2—3 c, besonders die aus dem Oberautal, nehmen in dieser Beziehung überhaupt eine gewisse Sonderstellung ein. Die Rinde von dichtem Kalzit auf ihren grobkristallinen Bruchstücken, auch auf Krinoidengliedern, Muschelschalen usw. ist vielleicht Kalk-

sinter, der bei der starken Saigerung und Umlagerung dieses Materials der Riffböschungen ausgeschieden wurde. Wähler (03a), S. 91, hat sie ebenfalls gefunden und bezeichnet diese Erscheinung als Übergang zu echten Oolithen. Diese letzteren, die im Sonnenwendgebirge auch vorkommen, finden sich unter den von mir untersuchten Gesteinen nicht. Vgl. z. B. Andrée (20), S. 171 und Fig. 65. Die Rinde besteht hier allerdings aus Aragonitfasern und kommt nur auf aragonitischen Resten vor. In der Mitte mancher dichter Körner nun sind einige gröbere Kriställchen vorhanden, so daß fast das ganze Korn gewissermaßen Rinde ist. Diese Körner sind von größeren, durchaus dichten Körnern nicht scharf geschieden, weicht letztere den in den übrigen Kalken beschriebenen dichten Körnern ähneln, so daß man auf den Gedanken kommen könnte, daß diese überhaupt eine den Oolithen ähnliche Entstehung haben könnten. Demgegenüber ist festzuhalten, daß trotzdem in allen diesen Übergangsstufen kaum etwas zu sehen ist, was an Oolithe erinnert, selbst an solche entfernt auf diese genetisch beziehbaren Gebilde, wie sie Krech (09), S. 84 und Tafel 6, Fig. 3, beschreibt. Der Eindruck ist doch noch ein ganz anderer als der der zitierten Abbildung. In Anbetracht der hier geschilderten Übergänge muß man sich eben erinnern, daß nicht alles, was ideologisch in Reihen zu bringen ist, genetisch verwandt sein muß. Ich bin also eher geneigt, an Konvergenz zu denken.

Die grobkristallinen Körner hingegen sind am wahrscheinlichsten größtenteils diagenetisch veränderte Korallenreste. Auf ihren organischen Ursprung deuten manchmal noch ihre Umrisse, und von ursprünglich faserig-aragonitischen Gebilden ist die Umwandlung in grobe Kalzitaggregate, auch bei Wahrung der feinsten morphologischen Einzelheiten, bekannt (Cayeux [16], S. 418). Und da kommen eben als häufigste aragonitische Fossilien der Riffe die „Lithodendren“, d. h. größtenteils Thecosmilien, in erster Linie in Betracht, ohne daß etwa Molluskenschalen völlig auszuschließen wären. Ganz allgemein gesprochen ist die vorwiegende Zusammensetzung der Kalke aus Bruchstücken organischer und anorganischer Herkunft der Ausdruck für die Bildung derselben in der Zone starker Wasserbewegung.

Gegen die beschriebenen Komponenten der Kalke treten die mikroskopisch leicht kenntlichen organischen Hartgebilde an Menge stark zurück. An erster Stelle stehen noch die Echinodermenfragmente, die, wo genauere Bestimmung möglich ist, sich stets als Krinoidenglieder erweisen. Sie kommen in allen Gesteinen der Gruppe vor, nur in manchen Arten des weißen Riffkalkes fehlen sie vollständig oder fast vollständig. Reichlicher sind sie in den Gesteinen der oberen Riffböschungen 2—3c der Tabelle S. 36 enthalten, ziemlich häufig auch im hellgrauen Übergangskalk 3b. Ferner kommen in allen Gesteinen Foraminiferen als gut kenntlicher Bestandteil vor; im weißen Riffkalk trifft man fast nur *Lagena* Walk., arm daran sind 2—3c. Reicher an Foraminiferen ist der Übergangskalk 3b von der Steinplatte. Außer zahlreichen *Globigerina* d'Orb. gibt es hier *Lagena* Walk., *Miliola* Schultze, *Textularia* Defr., *Nodosaria* Lam. Bruchstücke von Molluskenschalen, bisweilen als Bivalvenreste kenntlich, sind ebenfalls verbreitet,

besonders in 2—3c. Man kann an Muschelresten aus zwei Schichten von denen die eine aus Kalzitprismen, die andere aus grobkörnigem Kalzit besteht, mit Sicherheit darauf schließen, daß die letztere den ungewandelten aragonitischen Teil der Schale dargestellt und dadurch eine Stütze für die S. 39 dargelegte Anschauung der ursprünglich aragonitischen Natur der grobkristallinen Bruchstücke gewinnen. In Schlifften aus den Gesteinen 3b und dem nahe verwandten Kössener Kalk (S. 41) liegen massenhaft aus grobkörnigem, hellem Kalzit bestehende runde und elliptische Querschnitte von 60 bis 180 μ Durchmesser, sowie streifenförmige Gebilde aus demselben Material und mit derselben Dicke. Aus der Kombination dieser Schnitte ergibt sich, daß es sich nur um ungefähr zylindrische Stäbchen von kreisrundem Querschnitt handeln kann. Sie müssen organischer Herkunft sein, aber eine Änderung des Gefüges erfahren haben. Es muß entweder Aragonit oder Kalzit in anderer Form vorhanden gewesen sein. Am naheliegendsten ist die Annahme, daß es sich um ursprünglich aus faserigem Kalzit bestehende *Octocoralliareste* handelt. Die Dimensionen stimmen mit meinem Vergleichsmaterial. Glatte Stäbchen kommen nach Kükenthal (25), S. 619, Fig. 589b, bei *Anthelia*, bei verschiedenen *Gorgonaria* (S. 722, Fig. 613) und bei *Pteroeididae* (S. 768) vor. Übrigens hat auch Cayeux (21) im französischen Jura hauptsächlich glatte Stäbchen aus grobem Kalzit gefunden. Kleine Würzchen auf Spindeln und Walzen wären übrigens in unseren Gesteinen nicht mehr kenntlich. Es kommen außerdem genug Gebilde aus grobkristallinem Kalzit vor, die aus unregelmäßigeren oder verzweigten Elementen hervorgegangen sein könnten, aber eine sichere Unterscheidung von Bruchstücken von *Hexacorallia* u. dgl. ist dann nicht möglich. Vereinzelt sah ich auch einen dreiflügeligen Querschnitt nach Art der *Pennatularia* (Biedermann [14], S. 639, Fig. 132d). Die heutige Verbreitung der *Octocorallia* im Litoral und an den Korallenriffen der Südsee macht es schon an und für sich wahrscheinlich, daß sie auch im Mesozoikum neben den *Hexacorallia* einen beträchtlichen Bestandteil der Rifffauna gebildet haben, so daß das Vorhandensein ihrer Skelettelemente in unseren Gesteinen nicht verwunderlich ist. Außer den angeführten sind noch manche andere Mikrofossilien vorhanden, deren Deutung vorläufig noch nicht gelungen ist.

2. Oberrätische Kalke außerhalb der eigentlichen Riffe, die mit diesen in genetischer Beziehung stehen.

Auch außerhalb der eigentlichen Riffbildungen gibt es Gesteine, die durch ihre mikroskopische Beschaffenheit eine nahe genetische Verwandtschaft mit den eigentlichen Riffkalken zeigen. Das Gestein aus dem Oberautale, Profil 6, oberster Teil, wurde schon bei den vorerwähnten Kalken wegen der extremsten Ausbildung der subklastischen Beschaffenheit, d. i. den größten, im Vergleich zur Grundmasse dichteren (und gröberen) Fragmenten und wegen der Überrindung der letzteren und der Organismenreste mit dichtem Kalzit erwähnt.

Dieses Gestein gehört schon seines makroskopischen Aussehens wegen zu den Riffgesteinen. Anders die sogenannten „Kössener Kalke“ Hahn's, deren dunklere Farbe und bituminöse Beschaffenheit genetische Verwandtschaft mit Riffkalcken nicht ohne weiteres vermuten läßt. Ein Schliff wurde von dem Gestein Profil 1 *i* unter Punkt 1, Tafel 1, hergestellt. Die Größe und Deutlichkeit der subklastischen Fragmente reihen es an die Übergangskalke 3 *b* an. Die dichteren Bruchstücke sind im allgemeinen etwas kleiner, doch sind die im Vergleich zur Grundmasse größeren Fragmente von 10 bis 260 μ viel häufiger als dort. Die Foraminiferen und die wahrscheinlich von *Octocorallia* stammenden organischen Reste sind dieselben.

Etwas mehr äußere Ähnlichkeit mit den Riffgesteinen hat dagegen der Kalk Profil 2 *m* am Fonsjoch. Es schließt sich durch seinen reichlicheren Gehalt an Echinodermenfragmenten mehr den Gesteinen 2—3 *c* an, sonst stimmt die subklastische Struktur in bezug auf Größe der Bruchstücke sowie die Größe und Häufigkeit der grobkristallinen Körner mit dem vorigen. Neben Foraminiferen kommen auch Brachiopodenschalen vor. Eigentümlich lakunöse Körper sind vielleicht benthonische Foraminiferen.

Die mikroskopische Physiographie der Gesteine des Rhät und Lias kann aus Mangel an Raum hier nicht fortgesetzt werden. Im geplanten zweiten Teil, in welchem es hoffentlich möglich sein wird, das Gesagte durch Mikrophotographien zu unterstützen, wird sich ergeben, daß die nicht zu den Riffen gehörigen Rhätgesteine und die Liasgesteine die subklastische Struktur nicht besitzen, die letztere daher ein Mittel an die Hand gibt, mikroskopisch diese von den Riffgesteinen zu unterscheiden.

3. Chemische Untersuchung dreier Faziestypen desselben Horizontes an der Steinplatte.

Zur weiteren Aufklärung der Beziehungen dieser Gesteine wurden drei miteinander durch vollständige Übergänge verknüpfte Typen des ungefähr gleichen stratigraphischen Niveaus von der Steinplatte herausgegriffen, u. zw. die Arten: weißer Riffkalk (Tabelle S. 36, 2 *b*) von Punkt 5, Tafel 1, hellgrauer Übergangskalk (3 *b*) von Punkt 3 und Kössener Kalk vom untern Teil von *i*, Profil 1 unter Punkt 1 (diese Seite oben!). Von diesen Gesteinen wurde eine grob gepulverte Probe (zirka 10 *g*) gewogen, mehrere Stunden mit 1:10 verdünnter Salzsäure behandelt, der Rückstand im Jenaer Filtertiegel abgesaugt, mit kaltem, destilliertem Wasser gewaschen, bei 120° einige Stunden getrocknet und gewogen. Dann wurde er mit wenig Wasser herausgespült und einige Tropfen des aufgeschlammten Materials auf Objektträgern getrocknet, bzw., wo mehr vorhanden war, wie beim Kössener Kalk, nach dem Eintrocknen auf den Objektträger gebracht. Außerdem wurde auch etwas von dem Rückstande gegläht und dann auf Objektträger gestreut. Diese auf Objektträgern befindlichen Proben wurden dann in Kanadabalsam oder Flüssigkeiten von bekanntem Brechungsindex eingebettet und mikroskopisch untersucht. Das Filtrat wurde auf 150 *cm*³

		Schwarzer Rückstand					Sonsüges	
		unter dem Mikroskop						
Behandelt mit verdünnter HCl	Filtrat mit K_2FeCy_6	Gesamtgewicht	geflüht	Pyrit	Gelartiges Gem. v. org. Subst., Fe_2O_3 u. toniger Subst.	Quarz	Glimmerartige Mineralien	
				1. Weißer Riffkalk	Fe-Reaktion sehr schwach	0-300/0	hellgrau	viel
2. Hellgrauer Übergangskalk	Fe-Reaktion schwach	0-280/0	ziegelrot	wenig	reichlich (viel Fe_2O_3)	mehr, Durchm. meist bis 20 μ	spärlich	
3. Kössener Kalk	Fe-Reaktion stark	1-350/0	hellgrau	Spuren?	reichlich (viel org. Subst.)	viel, Durchm. bis 150 μ	sehr wenig gegen Quarz	

verdünnt und je 100 cm^3 mit gelbem Blutlaugensalz versetzt. Die beifolgende Tabelle gibt eine Übersicht der Ergebnisse dieser Untersuchung.

Betrachten wir zunächst die Menge des in verdünnter Salzsäure unlöslichen Rückstandes, so ergibt sich folgendes: Wenngleich das Gestein 2 etwas weniger enthält als 1, so ist die Beimengung an chersogenem Material trotzdem größer als in 1, da 1 ein Vielfaches an authigenem Pyrit enthält. Chersogenes Material nimmt also in der Tabelle von oben nach unten (in der Natur vom Riffinnern nach außen) stetig zu, ebenso die Größe des wichtigsten chersogenen Minerals, des Quarzes. Außerdem wird der chersogene Bestandteil von außen nach innen relativ immer ärmer an Quarz und reicher an glimmerartigen Mineralien.

Die dunkle Färbung des „Kössener Kalkes“ gegen den weißen Riffkalk ist durch die viel größere Menge der durch das Glühen zerstörbaren organischen Substanz hervorgerufen. Hand in Hand mit der großen Menge organischer Substanz im Kössener Kalk geht der im Vergleich zum weißen Riffkalk viel größere Gehalt an in verdünnter Salzsäure löslichem Eisen, vermutlich von isomorphem $FeCO_3$ im Kalzit herrührend. Die mittlere (hellgraue) Färbung des Übergangskalkes ist vielleicht z. T. durch einen mittleren Gehalt an organischer Substanz

hervorgerufen. Jedoch geht dies aus den Beobachtungen nicht mit Sicherheit hervor.

Bezüglich des Eisengehaltes fällt der Übergangskalk etwas aus der Reihe heraus. In verdünnter HCl lösliches Eisen ist wenig mehr als im weißen Riffkalk enthalten. Dafür aber ist viel mehr in verdünnter HCl unlösliches Eisen, also Fe_2O_3 oder dessen Verbindungen mit Wasser, vorhanden. Der geglühte Rückstand wird durch diesen Bestandteil ziegelrot gefärbt. Er ruft wohl auch den gelblichen Stich des grauen Übergangskalkes hervor.

4. Knollige Kalke und Knollenkalke.

Wie zu Beginn des Kapitels III erwähnt, wurde bei der Untersuchung der petrographischer Einzelheiten zunächst keine Rücksicht auf die Art des Schichtverbandes genommen. Bei der Beschreibung der Aufschlüsse wurden aber die auf den Schichtverband bezüglichen Ausdrücke; knollige Kalke, Knollenkalke, knollige Schichtflächen mehrfach gebraucht. Diese Erscheinungen sind am deutlichsten bei einem gewissen mittleren Gesamttongehalt der rhätischen Schichten. Wo, wie besonders im unteren Rhät (Profil 1 *c* und *e* unterer Teil), die Schiefermergel überwiegen, sind die dünnplattigen Kalkzwischenlagen meist ebenflächig. Wo jedoch die Mergelzwischenlagen zurücktreten, wie Profil 1 *c* und *e* oberer Teil, ferner *f*, *h*—*i*, bilden sie wellige Fläsern, welche im Mittel etwa ein Fuß in der Horizontalrichtung messende, runde Höcker der Schichtflächen umgeben, so daß, da die Schichten auch nur etwa ein Fuß dick sind, knollige Kalke entstehen. Am extremsten sind dieselben unter den kleinen Riffen Tafel 1, Punkt 7, 8 und in der Hohlkehle rechts unterhalb Punkt 3, Tafel 1 entwickelt, weil hier die Schichten beträchtlich dünner werden. Zur Entwicklung getrennter Knollen kommt es aber hier ebensowenig als innerhalb der Schiefermergel. Die drei Vorkommnisse sind außerdem noch dadurch interessant, daß bei Punkt 7, 8 die Kalkknollen gleichzeitig von Korallenstengeln durchwachsen sind, während dies bei Punkt 3 nicht der Fall ist und, wie wir S. 46 sehen werden, auch nicht der Fall sein kann. Trotzdem sind die Knollenkalke ganz gleichartig entwickelt, ein sicherer Beweis, daß die Lithodendronstruktur nicht in dem Sinne die Ursache der Bildung der Knollen sein kann, daß die Knollen einzelnen Korallenstöcken entsprechen. Das Material dieser typischen Knollenkalke ist, da es im eigentlichen Riffbereich sedimentiert wurde, arm oder frei von färbenden organischen Substanzen, daher die hellgraue z. T. gelbliche Farbe. Ihr Mergelgehalt ist bedeutend größer als bei den vorerwähnten dunklen, knolligen Kalken. Wegen ihrer typischeren Beschaffenheit wurde für sie in der Beschreibung der Aufschlüsse der Ausdruck „Knollenkalke“ gebraucht. Aus den dunkeln, knolligen Kalken entwickeln sich graue, mächtigere Bänke, welche trotzdem noch knollige Schichtflächen haben können, z. B. tiefer rechts unter Punkt 3, Tafel 1. Nur selten kommt im Bereich der knolligen Kalke oder Kalke mit knolligen Schichtflächen einmal eine ebenflächige, plattige Kalklage vor. Ein Beispiel bildet eine Lage, welche auf Skizze T. 1 unter Punkt 3 durch besondere Signatur hervorgehoben wurde. Ich habe nur

Beispiele von der Steinplatte angeführt, da dort die besten Aufschlüsse das Studium solcher Einzelheiten erleichtern. Auf ähnliche Ausbildungsweisen der Gesteine in der Umgebung der Basalalm wurde in Kapitel II wiederholt hingewiesen.

Die Entstehung der Knollenkalke im rheinischen Devon war Gegenstand literarischer Erörterungen. Abweichende Meinungen mögen z. T. in ihrer polygenen Natur bedründet sein. So wahrscheinlich auch nach Schindewolf (22) die vorwiegend diagenetische Entstehung gemacht wurde, so kann doch nach Born (25) die z. T. tektonische Entstehung nicht geleugnet werden, die ja auch der erstere nicht ganz in Abrede stellt. Bei den mir bekannten rhätischen Vorkommnissen jedoch kommt tektonische Mitwirkung nicht in Frage. Anzeichen einer solchen Einwirkung fehlen durchaus. Ebenso sind keine Anzeichen dafür vorhanden, daß etwa schon an Meeresgrunde Konkretionsbildung stattgefunden hat. Nirgends zeigen die Fossilien eine Lage, welche darauf schließen läßt. Es bleibt nur die Annahme diagenetischer Entstehung, für welche die Grundbedingung ein gewisses Mischungsverhältnis zwischen Ton und Kalk und eine ursprüngliche Wechsellagerung tonreicheren und tonärmeren Schlammes war. Die Einzelheiten des Bildungsvorganges aber sind noch aufzuklären.

IV. Paläogeographische Deutung der Ergebnisse.

1. Die eigentlichen Riffbildungen.

Wir wollen hier von den Riffbildungen ausgehen. Die oberrhätischen Riffe lassen sich alle auf ein Grundschema zurückführen, dessen Entstehung und Aussehen daher zunächst behandelt werden soll.

Es wird vorausgesetzt, daß, ebenso wie die rezenten riffbildenden Korallen, auch die fossilen nur bis zu einer gewissen Tiefe d. i. ungefähr bis 30 m in der für die reichliche benthogene Kalkanhäufung notwendigen Üppigkeit gedeihen konnten (vgl. Dacqué [21], S. 374, Andréé [20] S. 144), wengleich lebensfähige Korallenstöcke auch in größerer Tiefe gefunden wurden (vgl. Walther [94], S. 273. Pratje [24]). Die erstere Tatsache, mindestens auf tertiäre und mesozoische Vorkommnisse erweitert, ergibt in Verbindung mit der Forderung eines Jahresmittels von mindestens 20° C einen der wichtigsten Grundpfeiler paläogeographischer Forschung. In Abbildung 4 stellt *M—N* einen solchen Meeresboden innerhalb der Wachstumstiefe im Profil dar (Punkte werden immer mit Großbuchstaben, Strecken durch ihre Endpunkte oder mit Kleinbuchstaben bezeichnet, die Ziffern bedeuten Entwicklungsstadien, welchen jedoch innerhalb der Riffe nicht immer Schichtflächen entsprechen müssen). Riffbildende Korallen mit ihren Begleitern siedeln sich in breiter Front an. (Stadium 1—2). Der Meeresboden ist in einer im Verhältnis zum Riffwachstum so langsamen Senkung begriffen, daß an einer bevorzugten Stelle *A—B* das Riffwachstum mit der Senkung gleichen Schritt halten kann. Hier gedeihen die Thecosmilien auch während der Stadien 2—5, während außerhalb *A—B* die Korallenstöcke wegen ihres,

aus irgend einem Grunde nicht mit der Senkung schritthaltenden Wachstums gewissermaßen ertrinken und von andersartigem Sediment überlagert werden. In der Nähe des Riffes ist dies zum großen Teil von diesem selbst stammender, z. T. direkt korallogener Detritus, der sich an die Flanken desselben unter Winkeln anlagert, die im Maximum den Böschungswinkel loser Massen unter Wasser, d. i. reichlich 30° erreichen können (Kayser [21] gibt für nasse Schuttkegel, S. 404, im Maximum 30° an). Diejenigen Teile des Riffes, in welchen Reste autochthon gewachsener Korallen möglich sind, und diejenigen, in welchen nur Detritus vorhanden ist, zeigen also die in Abb. 4 wiedergegebene gesetzmäßige Anordnung. Diese detritogenen Kalke, welche den Übergang zwischen Riffkern und heteropischen Sedimenten außerhalb des Riffes vermitteln, sind es, für welche der Ausdruck „Übergangskalke“ gewählt wurde. Vgl. S.

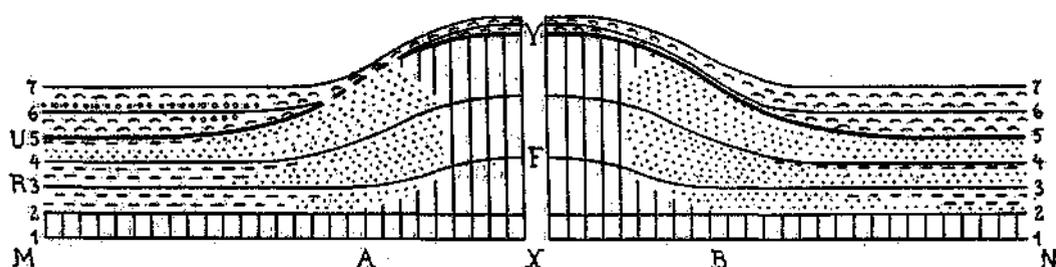


Abbildung 4. Schema der Entstehung der oberrhätischen Riffe und deren Eindeckung im Lias. Die Stadien 1—4 (Entstehung) und 6, 7 (Eindeckung) sind durch vollausgezogene dünne Linien begrenzt. 5 = Rhät-Liasgrenze, dick ausgezogen, wo unterster Lias vorhanden ist, dick gestrichelt, wo er fehlt und statt dessen der Riffkalk angeätzt und mit brauneisenhaltigen Rinden bedeckt ist. Vertikale Schraffen-Lithodendronfazies des Riffkalkes, Punkte = rein detritogene Fazies des Riffkalkes, horizontal gestrichelt = mergelige Rhätbildungen, gebogen gestrichelt = Lias, Ringe = Crinoiden und Brachiopodenfazies des Lias. Die Einseitigkeit der Verteilung der beiden Fazies des Riffkalkes, der mergeligen Rhätsedimente, der Reduktionserscheinungen und der Crinoiden und Brachiopodenfazies des Lias in der Richtung von links nach rechts entspricht mit Vereinfachungen den Verhältnissen an der „Wilden Kirche“ von S nach N. Die Signatur ist in der Mitte unterbrochen um anzudeuten, daß hier ein beliebig langes Stück einer stratigraphisch horizontalen Riffkalktafel eingeschaltet sein kann.

Verschiedene Wachstumsstadien wie 2—5 sind innerhalb der eigentlichen Riffkalke im fossilen Zustande durch mergelige Schichtfugen infolge episodisch weiter gegen das Riff vordringenden chersogenen Materials kenntlich.

Auf solche plankonvexe Körper, welche durch Mächtigkeitszunahme aus andersartigen Sedimenten in der stratigraphischen Horizontalen hervorgehen, sind nun alle unsere oberrhätischen Riffbildungen zurückführbar. Es ist zweckmäßig, das Riff in jeder Schicht dort von den heteropischen Bildungen abzugrenzen, wo diese einen deutlichen Einfallswinkel vom Riffe weg annimmt. Der petrographische Einfluß des Riffs durch seinen Detritus reicht, wie wir sehen werden, viel weiter.

Der Fazieswechsel, wie wir ihn an der W-Seite der Steinplatte kennen gelernt haben, entspricht der einen (linken Hälfte) unseres Schemas, Abb. 4. Der Gegenflügel fehlt und A—X ist in S-Richtung durch die Erosion des Waidringer Tales unterbrochen. Die weitere geologische Gestaltung des Riffkalkes in S- und O-Richtung wird später erörtert werden (S. 50). Hier wie in allen rhätischen Riffen stellt die Lithodendronfazies des Riffkalkes, aus der Einbettung von Thecosmilien in das Sediment hervorgegangen, nichts anderes als den autochthonen Anteil des Riffes vor.

In dem auf Tafel 1 b durch besondere Signatur hervorgehobenen rechten Teil ist Lithodendronstruktur häufig, und greift oben, analog wie in Abb. 4, über die Riffflanke nach N über. Bei einer langsamen Senkung ist dies verständlich, denn durch die Anhäufung an den Riffflanken wird der Meeresboden, der innerhalb der optimalen Wachstumstiefe der Riffkorallen verbleibt, nach oben immer mehr verbreitert. Die Fortsetzung der Korallenfazies laut Schema Abb. 4 nach unten ist wegen der Verhüllung nicht gut feststellbar. Jedoch sind in den Schichten, welche nach unserer Erwägung die Basis des Riffs bilden müssen, bei Punkt 7 und 8, Lithodendronkalk, allerdings in Form kleiner, später noch zu besprechender Spezialriffe vorhanden, so daß also die theoretisch geforderte Möglichkeit des Korallenwachstums auf weiteren Gebieten des Meeresgrundes zu Beginn der Riffbildung hier wirklich vorhanden war. Daß Korallenwachstum, nicht überall stattgefunden hat, hat seine Ursache in anderen Einflüssen als die Tiefe, z. B. fehlende Anheftungsmöglichkeit. Die im unteren Rhät, Profil 1, beschriebenen Lumachellen kommen als Stützpunkt für die erste Ansiedlung der Korallen in Betracht. Stellenweise mögen sie gefehlt haben, oder die sich festsetzenden Embryonen kamen gegen die Überschüttung mit chersogenem Material nicht auf u. dgl. Auch im Riff selbst treffen wir innerhalb des Raumes, wo die Meerestiefe nach Thecosmilien gedeihen konnten, nicht überall wirklich deren Ästchen, denn wie wir sehen werden, sind einerseits auch vielfach andere Organismen am Aufbau der Riffe tätig gewesen, deren Kolonien die Thecosmilien verdrängten, andererseits konnten eben gewisse Teile auch im Innern des Riffes einfach durch Zuschüttung mit Detritus gebildet werden. So setzt auf der Steinplatte weiter hinten gegen den höchsten Punkt zu die Lithodendronstruktur oft aus, und stellenweise entwickeln sich dafür hellgraue, feinkrystalline, krinoidengliederreiche Kalke ähnlich denjenigen der Riffflanken. Trotzdem ist die Gesetzmäßigkeit in der Verteilung des Lithodendronkalkes unverkennbar und ein wichtiger Beweis für die Richtigkeit unserer Annahme über die mögliche Tiefe üppigen Thecosmilienwachstums im Mesozoikum. Gänzlich frei von Korallenästen dagegen sind die meist hellgrauen Übergangskalke der Riffflanke in dem Dreiecke zwischen Buchstaben j Profil 1 — Punkt 3 — unterer Riffrand am SW-Eck und O der Schrift „Oberer Aufschlußrand“ auf Skizze T. 1. Wo mergelige Zwischenlagen als Ergebnis besonders intensiver Einschwemmungen chersogenen Materials gegen die Riffkalkmasse von N her vordringen, wird die biogene Schrägschichtung (Andrée [16], S. 361) dieser ehemaligen untermeerischen Schlammhalden enthüllt. Die Bänke zwischen diesen Schichtfugen verschwächen sich gegen N, da die Anhäufung des Riffdetritus mit einer von S nach N gerichteten Komponente erfolgte. Daher haben die unteren Schichten nur einen Aufschüttungswinkel von 20° , während die oberste entblößte Schichtfläche rechts über Punkt 3 mit 32° den maximalen Aufschüttungswinkel erreicht. Durch die Aufschüttung immer neuer Detritusmassen gegen N rückte die Riffflanke nicht nur nach aufwärts sondern mit ihrem Fuß weiter gegen N, was in der Verschiebung des Knickes der Schichtflächen zu dem Einfallen der unmittelbaren Riffflanken je höher desto weiter gegen N zum Ausdruck kommt. Die Bänke *k—l* des Profiles 1 beginnen ihr Ansteigen

dementsprechend schon fast links des Profiles, am linken Ende der Skizze. Dieses Verschieben der Flanken hat das schon erwähnte Vorrücken der Lithodendronstruktur nach N zur Folge. Der Schichtung am SW-Eck nach zu schließen, reichte der oberste Riffteil in den Anfangsstadien schon ein Stück die W-Wand entlang. Hier kommt sogar S-Fallen der auflagernden Knollenkalke als Ausdruck kleiner Unebenheiten der Riffoberfläche vor. Trotzdem fehlt hier die Lithodendronstruktur, dafür sind krinoidenreiche Kalke, lokal sogar richtige Krinoidenkalke entwickelt. Es haben hier also wohl Krinoidenrasen die Thecosmilien vertreten. Im obersten Teil der Flankenbildungen in der Fortsetzung von *j*, *k*, *l* sind ebenfalls reichlich Krinoidenglieder vorhanden. Dieser Raum lag unter der möglichen Wachstumstiefe der Korallen im Bereiche ständiger Wassertrübung durch den Riffdetritus. Hier übernahmen ebenfalls die Krinoiden die Vorherrschaft. Setzt man die große entblößte Schichtfläche sinngemäß bis auf den Gipfel fort, so ergibt sich für deren oberes Ende für die Zeit, wo sie die Riffoberfläche bildete, ungefähr eine gegen den obersten Teil des Riffes 40 m tiefere Lage. Hier beginnen nun tatsächlich die ersten vereinzelt Büschel kleiner Korallenarten oder schwächliche Stöcke sonst größerer Formen. Erst weiter oben kommen Formen, welche in der Dicke der Äste, bzw. dem Querschnitt der Kelche im Vergleich zu den Dimensionen der meisten Thecosmilien groß zu nennen sind und das Gestein ist oft auf weite Strecken von ihren Ästen erfüllt. Wenngleich hieraus die Wassertiefe nicht direkt ablesbar ist, so ist dies doch ein Ausdruck ungünstiger und günstiger biologischer Verhältnisse, die mit der Wassertiefe im Zusammenhang standen, also immerhin eine gewisse Analogie mit den heutigen Lebensbedingungen der Korallen, welche den Eingang dieses Kapitels erwähnten Grundsatz von der gleichen optimalen Wachstumstiefe rezenter und mesozoischer Korallen sehr wahrscheinlich macht.

Ebenso wie der Aufriß der Steinplatte, bildet der Grundriß der Riffkalkmasse der „Wilden Kirche“ den Querschnitt durch ein nach dem Grundschema, Abb. 4, gebautes Riff. Der Grundriß ersetzt hier das Vertikalprofil, weil die gesamte Riffkalkmasse, wie die übrigen Rhät-Liasschichten, steil aufgerichtet ist. Außerdem ist sie etwas tektonisch eingebogen, so zwar, daß die konvexe Seite der ursprünglich ebenen Basis nach O weist. Trotzdem ist aus dem heutigen Umriß die ursprünglich plankonvexe, mit dem Riffscheitel nach W gerichtete Gestalt noch erkennbar. Die Mächtigkeit ist an dem mehrfach erwähnten Knick im Streichen der W-Grenze des Riffkalkes mit über 200 m am größten und nimmt kontinuierlich gegen S und bald auch gegen N auf zirka 100 m ab. Die Lithodendronfazies bildet gemäß Schema Abb. 4 die ganze O-Seite (Basis) sowie die Hauptmasse des Riffes. Im Innern der Riffmasse reicht sie geschlossen bis an deren S-Ende vor dem großen Blockfelde, so daß man annehmen muß, daß hier in den mittleren und tieferen Teilen des Riffes die ursprünglichen Riffflanken zusammensetzenden Übergangskalke aus tektonischen Gründen (Pressungszone) und hiemit im Zusammenhang stehender Abtragung und Verhüllung fehlen. Daß am S-Ende der „Wilden Kirche“ bereits eine Böschung, wenigstens im letzten Stadium, vorhanden war, ergeben die Unterschiede

im Streichen und Fallen im obersten und untersten Teil des Profils 4. Der Winkel dieser Böschung, aus den Werten auf S. 24 mit Hilfe des sphärischen Dreieckes berechnet, beträgt $31^{\circ} 9'$ und die Falllinie auf der ursprünglichen Riffböschung ist heute nicht nach W sondern nach SW gerichtet. Das N-Ende dagegen wird von den in Profil 5 näher beschriebenen, meist grauen und gebankten Kalken der entgegengesetzten Riffflanke gebildet, wobei aus der Gleichheit der Gesamtmächtigkeit der Riffschichten und ihrer Äquivalente in Profil 5 und 6 hervorgeht, daß ungefähr am N-Ende der „Wilden Kirche“ bei Profil 5 auch der Fuß der Flanken des Riffes lag. Von hier aus erreichen, wie die Berechnung des von den Streich- und Fallwinkeln im unteren und oberen Teil des Profils 5 gebildeten sphärischen Dreiecks ergibt, die Flanken im letzten Stadium der Riffbildung nur einen Böschungswinkel von $25^{\circ} 10'$, in den früheren Stadien noch weniger. Die Minuten sind in diesem und dem vorigen Falle nur zur Ermöglichung der Kontrolle angeführt, und haben natürlich wegen viel zu ungenauer Messung der Ausgangswerte weiter keine Bedeutung. Die ursprüngliche Falllinie der Riffböschung ist dabei in ihrer heutigen Lage nach NW gerichtet. Im letzten Stadium der Riffbildung sind Lithodendronkalke nur auf einer kurzen Strecke auf der W-Seite erwiesen; die kürzere Strecke von hier gegen S gehört dem oberen Teil des Hanges an, so daß am S-Ende noch einzelne kleine Korallenbüschel gedeihen konnten, während die viel längere Strecke bis zum N-Ende vielleicht durch tektonische Ausrichtung des N-Fußes in die Streichrichtung des Riffrückens zustande kam. Die Biegung der O-Grenze wenigstens läßt so etwas vermuten. Der vom „Knick“ aus erste Teil besteht in der Tat noch aus weißem Riffkalk und für das Fehlen der Lithodendronstruktur gibt es verschiedene Ursachen. Weiter nördlich erst kommen auf den oberen Teilen der Riffflanken auch anderwärts häufige krinoidenreichere, feinkristalline Kalke. Im allgemeinen sind die Verhältnisse hier nicht so klar wie auf der S-Seite. Mit der Steinplatte sind sie nicht direkt vergleichbar, weil hier an der „Wilden Kirche“ tatsächlich die obersten Teile des Riffes zur Beobachtung gelangen, welche auf der Steinplatte abgetragen sind. Vielleicht war die Beschränkung des Korallenwachstums auf die kurze Strecke beim Knick der W-Grenze nur eine allerletzte Phase, während welcher das Riff bereits mit dem Ertrinken rang, der eine Verbreiterung des von den Korallen eingenommenen Areals nach Abb. 4 vorausging. Dieses Stadium ist aber in den Wänden der W-Seite der Beobachtung schwer zugänglich. Schließlich ist für die allgemeine Gestaltung des Riffes noch wichtig, daß die Fallwinkel auf der W-Seite überhaupt bedeutender sind als auf der O-Seite. Es geht daraus hervor, daß eine Böschung nicht nur gegen N und S sondern auch gegen W vorhanden war, somit der Riffkalk auch gegen W, wo er unter Jura und Kreidesedimente taucht, alsbald durch mergelige Rhätsedimente ersetzt werden dürfte. Die geschichteten Einlagerungen, welche auf der O-Seite in dem Riffkalk hineinsetzen, sind durch chersogene Einschwemmungen entstanden, welche aber hier bis in den Thecosmilienrasen des Riffkerns vordrangen. Die nördlichste Partie dieser geschichteten Lithodendronkalke allerdings dürfte bereits der Basis angehören, von welcher aus

das Riff erst seine Nachbarschaft im Wachstum überholte. Als die nach Schema Abb. 4 geforderte Fortsetzung dieser Basis von weit verbreiteten Lithodendronkalken sind die Kalke Profil 2i anzusehen. Sie tauchen in der Verlängerung der Riffbasis südlich Kote 1636 und, nach der Unterbrechung durch den Basilkessel, wie schon erwähnt, am Fonsjochhange wieder auf und konnten bis zur Vorderschleimshochalm, Kote 1550, verfolgt werden.

Während die bisher aufgezählten Beispiele die Verhältnisse des Schemas Abb. 4 in sehr großem Maßstabe, dafür aber weniger übersichtlich bieten, sind kleine Beispiele solcher Profile anschaulicher. Hieher gehören die mit dem großen Riff der Steinplatte von gleicher Basis emporgewachsenen Riffe, Tafel 1, Punkt 7 und 8. Sie enthalten beide einen Kern von Lithodendronkalk. Da sie nicht den Maßstab der großen Riffe erreichen, konnten chersogene Einschwemmungen bis ins Innere eindringen, so daß sie gebankt blieben und gewissermaßen nur aus Anschwellungen von wenigen Bänken gebildet werden. Auch im Innern behält das Gestein den Charakter grauen Übergangskalkes, denn die Sedimentationsbedingungen waren von denen der „Kössener Kalke“ nicht so verschieden wie die der großen Riffe; vgl. S. 53. Beide bestehen in ihrem unteren Teile aus versteinungsreichen Knollenkalken mit Lithodendronstruktur; vgl. S. 11. Schließlich kann man als Extrem der Kleinheit solcher Gebilde auch den Korallenstock unter dem Riff Punkt 8, S. 12, als kleines Riff auffassen. Bei den bisher erwähnten Riffen spielen Korallen eine große Rolle. Die S. 7 erwähnte, 10 m lange und 5 m hohe Kalkmasse, in ihren Verhältnissen mit Abb. 4 übereinstimmend, gibt ein Beispiel, wo andere Organismen die benthogene Kalkanhäufung bewirkt haben müssen. Korallen sind keine sichtbar und nach S. 46 auch nicht möglich. Vielleicht haben hier Hydrozoen die Rolle der Riffbildner übernommen, wenigstens ist ihre Struktur, nach Art der von Wähner (03a), S. 95, 96 beschriebenen und Abb. 8 dargestellten, hier öfters zu sehen. Solche kleine benthonische Organismenanhäufungen, bzw. den Ergebnissen ihrer geologischen Tätigkeit werden wir (in Teil II der Arbeit) in großer Anzahl im Profil W der Perchtalpe am Sonntags-horn kennenlernen. Es kommen dann Aufschlußbilder zustande, welche den von v. Richthofen Cipitkalke genannten Bildungen ihrem Aussehen nach schon sehr nahe kommen, besonders wenn der Verband der kleinen Riffe mit der Umgebung durch Klüfte undeutlich gemacht wurde. Mojsisovics (79) (S. 500 und besondere Tafeln zwischen S. 172 u. 173) hielt sie für von den Riffen stammende Gesteinsbrocken, die während der Sedimentation in die tieferen heteropischen Bildungen gelangten. Rothpletz (94), S. 49, Salomon (95), S. 39 und besonders Ogilvie (94) (zitiert nach Salomon [94], S. 202) betrachteten sie als Bildungen ähnlich unseren Riffen kleinen Ausmaßes. Die Auffindung und Erklärung analoger Vorkommnisse in den N-Alpen bildet eine Stütze für die Anschauung der letzteren Autoren.

Wenn wir uns eine Vorstellung über die Gestalt der oberrhätischen Riffe machen wollen, ist es von Wichtigkeit im Auge zu behalten, daß wir bisher nur Querschnitte behandelt haben. Es ist natürlich keineswegs richtig, sich nun die Riffe als Rotationskörper vorzustellen, welche etwa

durch die Rotation des Querschnittes Abb. 4 um die Achse $X—Y$ zustande kämen, sondern die stratigraphisch horizontale Erstreckung kann sehr unregelmäßig und verschiedenartig gelappt sein, wobei die Profile senkrecht zur Basisschichtfläche trotzdem im wesentlichen der Abb. 4 gleichen können, wenn sich auch das Verhältnis der Strecken $A—B : X—Y$ und der Böschungswinkel ändert. In der Steinplatte haben wir eine Riffkalktafel vor uns, welche sich wohl ursprünglich nach S mit dem norischen Riffkalk vereinigte. Gegenwärtig ist diese Verbindung durch die Erosionsfurche des Waidringer Tales unterbrochen. Tatsächlich nehmen in den Loferer Steinbergen die rhätischen Zwischenlagen an Mächtigkeit sehr ab. Vgl. Hahn (10), S. 346, und Hahn (13), S. 10, 11. Auch im W-O-Profil bildet der Riffkalk eine planparallele Platte, deren Vereinigung mit dem norischen Kalk durch die bunten Kalke und „Konglomerate“ Hahns (10), S. 346, beginnt. Ein Durchschnitt durch diese Platte ist die mehrere Kilometer lange Wand, die, vom SW-Eck beginnend, bis zum Lachfeldkopf nach O zieht. Ob, wie am W-Ende dieser Wand, überall gegen N alsbald des Fazieswechsel, d. i. die Riffböschung folgt, oder etwa der Riffkalk untertags einen Ausläufer bis in den ebenfalls aus weißem Riffkalk aufgebauten Kuhsteinwald im N-Flügel der Unkenzer Großmulde entsendet, ist noch nicht entschieden.

Der Riffkalk der „Wilden Kirche“ keilt, wie wir gesehen haben, nach N, S und W rasch aus. Macht man die Knickung der Karwendelvorgebirgsmulde rückgängig, so ändern sich diese Richtungen um 90° im Uhrzeigersinne. Wenn nicht um einen isolierten Vorposten, kann es sich um den N-Ausläufer der Riffkalkdecke handeln, welche im Sonnenwendgebirge die komplizierte, von Wähner enthüllte Tektonik annimmt. Vgl. Wähner (03a), S. 109. In den zentralen Teilen der Riffkalke jedoch reichte deren Entstehung stellenweise bis in den oberen Unterlias. Vgl. ebenda S. 105—108.

Solche weit ausgebreitete Decken von Riffkalcken hat Salomon (08), S. 419, als katharische Kalke bezeichnet. Ob alle unter dieser Bezeichnung zusammengefaßten Kalke ähnlicher Entstehung sind, wie die oberrhätischen, ist die Frage. In unserem Falle ist jedoch wesentlich, daß diese Kalke eine bedeutendere Mächtigkeit haben, als die benachbarten tonreicheren, heteropischen Bildungen, und mit ziemlich steilen Böschungen über diese emporwachsen, ein Umstand, der allerdings nur unter besonders günstigen Verhältnissen aufzuklären ist. Es erscheint also hier die Bezeichnung Riff und Riffkalk berechtigt.

Für die Entstehungsbedingungen des Riffkalkes sind ferner die in ihm enthaltenen organischen Reste von Bedeutung. Sie wurden bereits im speziellen Teil angeführt und lehnen sich eng an die bereits von Wähner (03a) S. 92—102 beschriebenen an. Auch in unseren Vorkommnissen sind die Thecosmilien die weitaus häufigsten Fossilien. Ihre Verteilung war bereits Gegenstand der Erörterung. Auch Wähner stellte das auffällige Überwiegen dieser ästigen Formen gegenüber kompakteren fest. Dies deutet auf ruhiges Wasser [Dacqué (21), S. 378 u. 414], vielleicht eher, weil die rhätische Flachsee vielfach vom offenen Ozean abgetrennt war, als deswegen, weil die Korallen in ruhigeren Tiefen wuchsen, denn sie hätten von den letzteren aus, die auch nicht

sehr beträchtlich sein konnten, bei der aus anderen Gründen langsamen Senkung den Wasserspiegel verhältnismäßig rasch erreichen müssen, um so mehr, als es sich um rascher wachsende ästige Formen handelt. Die in bezug auf Tiefe und Trübung genügsameren Krinoiden, nach den Lithodendren mit ihren Skelettelementen die entschieden häufigsten, fossil erhaltenen Riffbildner, ersetzten diese an ungünstigen Stellen. Wie auf rezenten Riffen begleiteten die *Octocorallia* die Thecosmilien vermutlich in großer Menge. Vgl. S. 40. Als Kalkalge war *Cheilosporites Tirolensis* Whr. beteiligt. Eine besondere oft wiederkehrende Eigenart der Riffe endlich sind Bänke und Linsen, welche ganz mit *Avicula contorta* Portl. oder *Oxytoma inaequivalve* Sow. erfüllt sind. Die Schalen sind unzerbrochen, stets getrennt, verschieden groß, rechte und linke gemischt, und in allen möglichen Stellungen in das Sediment eingebettet. Es handelt sich um eine Erscheinung, die auch anderen alpinen Riffkalken eigen ist. Vgl. Leuchs (25), S. 223. Die Entstehung erscheint mir noch nicht genügend geklärt.

Reich an Foraminiferen waren die Riffböschungen. Hier lebten benthonisch *Lagena*, *Textularia*, *Nodosaria*, *Midiola*, auch die planktonischen Globigerinen gelangten bis hieher. Im Innern der Riffe dagegen lebten fast ausschließlich benthonische Lagenen. Es ist hier am Platze, auf die mangelnde Erhaltungsfähigkeit eines großen Teiles der Rifffauna hinzuweisen. Dadurch ist gewiß teilweise die Armut unserer Fossilliste erklärbar. Trotzdem aber dürften die weithin sich erstreckenden Thecosmilienrasen, stellenweise auch die Krinoidenkolonien einen einformigeren Anblick erzeugt haben, als es die vielfachen Schilderungen rezenter Riffe vermuten ließen.

Die im petrographischen Teil dargelegten Strukturverhältnisse lassen die Dentung zu, daß die Sedimente der Riffe vor der Verfestigung Feinsande, allerdings auch mit Beimengung etwas gröberer und bis zur kolloidalen Größenordnung herab feinerer Komponenten waren. Die Riffflanken waren von mehr gesaigertem und zum Teil gröberem Material bedeckt, als das Innere der Riffe. Es war ein zäher Brei, der auch die Zwischenräume zwischen den Thecosmilienästen füllte und, dort allerdings mit Korallen nicht bestanden, auch gleichmäßig die Böschungen hinab ausgebreitet war. Daher überall das gleichmäßige, sanft geböschte Profil. Das Maximum des Böschungswinkels nasser Aufschüttungen von reichlich 30° war für die vertikale Entwicklung der Flanken maßgebend. Keinerlei Anzeichen deuten darauf hin, daß ein anderer Gegensatz zwischen den oberen Teilen des Riffes und seinen Flanken bestand, als daß die ersteren von Korallenrasen und anderen Riffbildnern bestanden waren, welche an den aus etwas gröberem Sediment bestehenden Flanken, je tiefer, desto spärlicher wurden, bzw. durch genügsamere Formen ersetzt wurden. Die Korallen hörten unter 40 m jedenfalls auf. Eine scharfe Grenze zwischen gewachsenem Riffkalk und randlichen Aufschüttungen existierte nicht.

Die gleichmäßige, ruhige Senkung der Riffe bei verhältnismäßig geringer Kraft der Wogen ließ es nicht zu, daß schon erhärteter Riffkalk Gegenstand einer Aufarbeitung durch die Wogen wurde. Daher fehlen größere Gerölle, wie sie auf rezenten Riffen entstehen (vgl.

Andrée [20], S. 157, 158, Fig. 63) und von Spengler (19), S. 378—379, vom oberjurassischen Riffkalk des Plassen beschrieben wurden, durchaus. Bei der gleichmäßigen Senkung konnten höchstens Korallenäste und andere Organismenreste durch die Wasserbewegung zerrieben werden. Den Hauptanteil bei der Zerkleinerung hatten wohl nach Analogie mit rezenten Riffen Korallen abweidende Tiere, ferner schlammfressende Würmer usw. (Vgl. Walther (94), S. 927. Im übrigen entstanden nur Zusammenballungen oder Mikrogerölle des halb verfestigten Schlammes. Vielleicht war auch teilweise der nicht völlig erhärtete Zustand desselben die Ursache, daß er stets nur kleine Klümpchen bildete, während zu größeren Geröllen der Zusammenhalt nicht fest genug war.

Der Umstand, daß die Riffe überall mit Feinsand bedeckt waren und blieben, dürfte auch zur Folge gehabt haben, daß sich nirgends Höhlungen bilden konnten. Die Lücken zwischen den Korallenstöcken wurden meist ausgefüllt. Allerdings konnte lokal einmal ein Hohlraum durch massige Formen eingeschlossen werden. Als Beweis dient ein Gesteinsstück von der Steinplatte. Ein Hohlraum von wenigen Zentimetern Durchmesser mit vielfach konkaven Umrissen ist rings von Hydrozoen umschlossen und von den Wandungen aufsitzenden, konvergent strahlig angeordneten Kalzitstengeln ausgefüllt. Mit der Enthüllung der ursprünglich feinsandigen Beschaffenheit ist aber die Frage noch nicht gelöst, wo dieser überwiegende Teil des Sedimentes, welcher die Mikrogerölle aus dichtere Kalzit lieferte, herkam, und schließlich ist auch noch zwischen den Körnern ein Bindemittel von größerem Kalzit vorhanden, das auch einen wesentlichen Gesteinsanteil ausmacht.

Daß der weitaus größte Teil des Sedimentes durch direkte oder indirekte Mitwirkung von Organismen entstanden ist, kann keinem Zweifel unterliegen. Es müssen unbedingt Vorgänge sein, welche in der von Andrée (20), S. 184—185, gegebenen Übersicht unter II fallen. Daß die unter I fallenden Vorgänge ausgeschlossen sind, geht daraus hervor, daß wir S. 49 Riffe kennengelernt haben, welche in allen Stücken eine Wiederholung der Verhältnisse der großen Riffe darstellen, dabei aber nur einen Durchmesser von wenigen Metern haben. Wie sollte Übersättigungskalk gerade an einer solchen beschränkten Stelle ausfallen, oder wie sollte ein anorganisches Fällungsmittel auf einem so beschränkten Raume durch längere Zeit wirken? Es bleibt also nur Organismenwirkung, sei es nun Fällung durch Verwesung oder Lebensvorgänge, Übersättigung oder einfache Anhäufung von organischen Resten. Daß die letztere eine bedeutende Rolle spielt, ist durch das reichliche Vorhandensein ursprünglich aragonitischer Bruchstücke erwiesen, inwieweit die ersteren drei Vorgänge beteiligt sind, kann wohl nur durch rezente Beobachtung und Experimente entschieden werden.

Allerdings erleiden auch diese Folgerungen eine Ausnahme. Den Riffen, auch den kleinsten, entsprechen um einen Bruchteil geringmächtigere Kalkbänke der Umgebung; man kann sie also als aus einem organischen Materialzuschuß hervorgegangen auffassen. Für den mit der Umgebung identischen Kalkanteil (er ist bei den größeren Riffen nicht mit Sicherheit zu ermitteln, da die heteropische Region auch Mergel enthält, dürfte aber um ein Fünftel der Gesamtmasse liegen) könnte man

dann gemeinsam mit den Kalken der Umgebung anorganische Entstehung in Anspruch nehmen. Vgl. Arn. Heim (24), S. 26—33.

Bei der Erörterung der Sedimentbildung auf den Riffen wurde bisher der allerdings stark zurücktretende chersogene Anteil außer acht gelassen. Die ungleiche Verteilung in den Kalken und mergeligen Zwischenlagen gehört in das Problem der Schichtung. Aber auch die Kalke einer Schicht, die aus der heteropischen Region allmählich bis in den Riffkalk verfolgt wird und dann mit ihm verschmilzt, zeigen gewisse Besonderheiten, die, soweit feststellbar, für die Steinplatte in Tabelle S. 42 zusammengefaßt sind. Zunächst wächst der chersogene Anteil von innen nach außen. Zieht man den Pyritgehalt im Riffkalk und größeren Gehalt an mergelartigen Substanzen im Kössener Kalk in Betracht, so ergibt sich für den letzteren immer noch ein mehrfaches an chersogenem Detritus im Vergleich zum Riffkalk. Dieses Ergebnis wird für die Gesamtmasse beider Kalke noch verstärkt, wenn man beachtet, daß im Kössener Kalk mergelreiche Zwischenlagen reichlich vorhanden sind, die im Riffkalk vollständig fehlen. Gewiß hat dann der Kössener Kalk mindestens das Fünffache an chersogenem Material als der Riffkalk. Es muß also, da der letztere nur die doppelte Mächtigkeit des ersteren erreicht, noch ein anderer Grund die Verteilung des chersogenen Materials beeinflussen als die bloße Dehnung durch reichlichere Kalkbildung. Die größere Tiefe im Sedimentationsgebiet des Kössener Kalkes im Vergleich zum Riff mußte bewirken, daß mehr Trübe in der Nachbarschaft des Riffes zu Boden fiel als auf dem Riff selbst. Außerdem bildete die Riffböschung eine Schranke für die Ausbreitung von mit chersogenem Detritus beladenen Strömungen. Nur das leichteste gelangte bis in das Riff, daher die feinen Glimmerschüppchen in demselben vorwiegen. Auch die anderen Werte der Tabelle sind durch die paläogeographischen Verhältnisse deutbar. Die tieferen Meeresgründe in der Umgebung des Riffes müssen schlecht durchlüftet gewesen sein, eine Ansicht, die mit der S. 50 vermuteten Abgeschlossenheit des rhätischen Meeres übereinstimmt. Daher blieb trotz der langsameren Bildungsweise des Sedimentes viel färbende organische Substanz erhalten, während auf den der Meeresoberfläche nahen, immer wieder durch Wellen und Gezeiten mit sauerstoffreichem Oberflächenwasser durchmischten Riffgründen die organische Substanz oxydiert wurde. Die Abwesenheit derselben in einem sicher größtenteils organogenem Gestein ist ebenso der Ausdruck der Bildung in bewegtem Oberflächenwasser als seine subklastische Struktur. Der in verdünnter Salzsäure lösliche Eisengehalt der Kössener Kalke dürfte auf isomorpher Beimischung von FeCO_3 im Kalzit beruhen. Vielleicht spielt der größere CO_2 -Gehalt und geringere Sauerstoffgehalt des in den Sedimentationsgründen der Kössener Kalke mehr stagnierenden Meereswassers auch bei der Entstehung dieser Verbindung wie bei der Erhaltung der organischen Substanz, oder direkt die reduzierende Wirkung der letzteren eine Rolle, während auf den Riffen, wo das Wasser CO_2 -ärmer, aber sauerstoffreicher war, die Verhältnisse für die FeCO_3 -Bildung ungünstiger waren. Der graue Übergangskalk bildet in bezug auf chersogenen Anteil und vielleicht Gehalt an organischen Substanzen einen Übergang zwischen den beiden Extremen, was durch seine geologische Zwischenstellung erklärbar ist.

Im Riffkalk ist ein größerer Eisengehalt oft in Form huntfärenden Eisenoxyds vorhanden, bunter Riffkalk 1, *a*, *b*, *c* der Tabelle S. 36. Erwähnt wurde diese Fazies, die mit Lithodendronstruktur zusammen den „Tröpf“ bildet, vom obersten Teil der Steinplatte, S. 8, und vom untersten Teil des Riffkalkes auf der O-Seite der „Wilden Kirche“, S. 24, sowie Profil 4, endlich als Grenzbildung auf der W-Seite derselben S. 25. Auch mergelige, geschichtete Einlagerungen können diese hunte Färbung zeigen, z. B. auf der Steinplatte die gelben Knollenkalke der Hohlkehle unter Punkt 3, S. 7, und an der „Wilden Kirche“, O-Seite, Profil 4, 6 m mächtig, Profil 5 (9 m) und S. 24 (8 m). Es wird wahrscheinlich gelingen, alle diese Färbungsabstufungen im Sinne der Ostwaldschen Farbenlehre zu verstehen, vielleicht sogar auf einen Farbton und verschiedene Beimischung von weiß und grau (organische Substanzen) zurückzuführen. Es dürfte sich stets um Beimengungen von Eisenoxyd oder Eisenoxydverbindungen handeln. Besonders interessant macht diese Gesteine der Umstand, daß sie stets in stratigraphisch horizontalem oder vertikalem Sinne in peripheren Teilen der Riffe vorkommen. Sie scheinen sich dort zu bilden, wo ein größerer chersogener Eisengehalt des Meerwassers unter dem Sauerstoffreichtum des Gebietes der eigentlichen Riffkalke an der Sedimentbildung beteiligt war. Das Eisen tritt nicht wie beim Kössener Kalk unter Gegenwart von CO_2 oder reduzierenden organischen Substanzen als isomorphe Beimischung dem Kalzit bei, sondern es entsteht die höhere Oxydationsstufe, welche eben den Sedimenten die lebhaftere Färbung verleiht. So erklärt es sich auch, daß der graue Übergangskalk der Tabelle, S. 36, fast ebensowenig FeCO_3 enthält wie der weiße Riffkalk, aber dafür reichlich Fe_2O_3 , welches den geglühten Rückstand rot färbt. Es wurde schon darauf hingewiesen, daß er bezüglich seines Eisengehaltes eine Sonderstellung einnimmt. Er reiht sich dem bunten Riffkalk an.

2. Die heteropischen Bildungen in der Nachbarschaft der Riffe.

Der aus den Verhältnissen der Riffe abgeleitete Schluß, daß diese auf einem gleichmäßig sinkenden Meeresboden entstanden sind, ist auch für die Beurteilung der henachbarten heteropischen Bildungen maßgebend. Wenden wir zunächst das Verfahren an, wie es Wedekind (16), S. 44—46, für das rheinische Devon angewendet hat. Aus Abb. 4 und deren Erläuterung, S. 44, 45, geht unmittelbar hervor, daß sich während der Bildung von *MU* die Tiefe des Meeresbodens bei *M* von o bis $XY + o - MU$ vergrößert hat, wenn man nur annimmt, daß die Strecke *MX* eben war und blieb, also bei *M* keinerlei differenzielle Bewegungen in bezug auf die Riffbasis *A*, *B* stattgefunden haben. o ist hiebei die Wachstumstiefe der Korallen, *XY* die Mächtigkeit der benachbarten Riffmasse und *MU* die Mächtigkeit der heteropischen Sedimente in der Nachbarschaft des Riffes. Auch für jeden Punkt zwischen *M* und *U*, z. B. *R*, ergibt sich die Meerestiefe zur Zeit der Sedimentbildung an demselben aus $FX + o - MR$, das ist der Summe der zugehörigen Riffmächtigkeit und der Wachstumstiefe der Korallen, weniger der bis dahin angehäuften Sedimentmächtigkeit.

Nimmt man $o = 20\text{ m}$ an, so ergibt sich aus Skizze T. 1 (Mächtigkeit der oben etwas ergänzten Riffmasse (Hahn [10] S. 347) 180 m , Profil $1: f + g + h + i + j + k + l = 90\text{ m}$) während der Bildung von f bis l eine Meerestiefe von 20 m bis 110 m . Während einer so geringfügigen Senkung durchlief die Fauna die Stadien von der karpathischen über die Kössener bis zur Salzburg Fazies Suess'. *Plicatula intusstriata* Emmr. und *Lima punctata* Sow. lebten in zirka 20 m Tiefe, *Terebratula pyriformis* Sss., *Rhynchonella fissicostata* Sss. und *Spiriferina uncinata* Schafh. in zirka $20\text{--}30\text{ m}$ Tiefe, erst während der *Choristoceras*-Zeit hatte das Meer $85\text{--}110\text{ m}$ Tiefe. Bei allen diesen Werten gilt als Unsicherheit $\pm 10\text{ m}$, da o nicht genau bekannt ist. Die Werte zwischen 20 m und 110 m leiden außerdem noch an der Unsicherheit, daß die zugehörige Riffmächtigkeit nur vermutet werden kann. Trotzdem bedeutet diese Erwägung einen großen Fortschritt gegenüber früheren Vermutungen. Naturgemäß unsicher werden ähnliche Erwägungen, wenn man Profil 2 am Fonsjoch mit dem Riff der „Wilden Kirche“ in Beziehung bringt, denn hier ist der Abstand zwischen beiden größer und die Möglichkeit von Sonderbewegungen wächst. Trotzdem bietet auch dieses Vorkommen noch einen gewissen Grad der Wahrscheinlichkeit, besonders wenn man bedenkt, daß zur Zeit der Bildung der Basischichten i des Riffkalkes wegen der durchgängigen Verbreitung der Thecosmilien in denselben keine nennenswerten Böschungen am Meeresgrunde vorhanden gewesen sein können. Die Ausgangswerte sind hier, wie aus der feldgeologischen Beschreibung hervorgeht, fast genau dieselben wie an der Steinplatte, analoge Formen lebten daher in ähnlichen Tiefen. Für *Spirigera oxycolpos* Sss. ergibt sich zirka 130 m Tiefe, wenn man die Mächtigkeit der zugehörigen Riffmasse mit 180 m veranschlagt. Eine weitere Folge dieser Überlegungen ist natürlich, daß über f der Steinplatte in Profil 1 und i am Fonsjoch in Profil 2 Lithodendronkalk fehlen müssen, was in beiden Fällen zutrifft. Tiefer kommen am Fonsjoch wiederholt Einschaltungen von Lithodendronkalken vor, an der Steinplatte wenigstens in der stratigraphischen Fortsetzung der Horizonte unter f gegen den Lachfeldkopf zu.

Am Fonsjoch können wir aber noch andere Ergebnisse gewinnen. Das herrschende Gestein über i ist schwarzer, dünnblättriger Schiefermergel (Mergeltonschiefer Gümbels [61], S. 359). Die Vorherrschaft dieses Gesteins nimmt nach oben immer mehr zu, so daß man darin die „bathyale“ Gesteinsfazies der rätischen Stufe (absolute Meerestiefe nur bis zirka 140 m !) erblicken kann. Nun erweisen sich die kalkigen Einlagerungen über i , besonders der helleren Kalke k und m , durch ihr mikroskopisches Gefüge eng verwandt mit dem Riffkalk; man wird also nicht fehl gehen, wenn man sie genetisch mit demselben verknüpft, d. h. ihr subklastisches Gefüge ist durch Anhäufung von Riffdetritus entstanden, welche durch periodische Einschwemmungen in das Gebiet der größtenteils chersogenen Sedimentation des Mergels zustande kamen, wobei, in den unteren Teilen der Schichtenfolge über i vielleicht vorherrschend, noch immer ein Anteil der Kalke ähnlich wie viele Kalke des unteren Rhät, welche der subklastische Beschaffenheit der detritogenen Kalke entbehren, entstanden sein kann. In dem Flachmeere,

in welchem die Riffe gediehen, gab es natürlich verschiedene Meeresströmungen, deren Verlauf von säkular sich ändernden Bedingungen abhängig war. Das Hineinpendeln solcher vom Riff kommenden, mit Riffdetritus beladenen Strömungen in ein Gebiet, in welchem sonst nur chersogenes Material von anders gerichteten Strömungen her gelangte, mußte den geforderten Gesteinswechsel hervorrufen. Die Trübung der rezenten Meere in der Umgebung der Korallenriffe durch deren Detritus ist eine bekannte Erscheinung (vgl. Walther [94], S. 929). Das wenige, was von den oberrhätischen Schichten, noch dazu tektonisch stark maskiert, bisher aufgefunden ist, erscheint natürlich nicht geeignet, die Richtung der Strömungen zu rekonstruieren. Vor allem ist die horizontale Gestaltung der Riffe viel zu wenig bekannt. Etwa eine Meeresströmung in O-W-Richtung von der „Wilden Kirche“ zum Fonsjoch abzuleiten wäre vollkommen verfehlt.

Auch nördlich des N-Fußes des Riffes sind im oberen Rhät Gesteine vorhanden, welche durch ihre hellgraue Farbe und grobe Bankung schon makroskopisch mit dem Riffkalk verwandt sind; sie gleichen völlig den hellgrauen Übergangskalken der Riffböschungen. Vgl. Profil 6, bei der Schrambachalm. Von hier stammt der Schliff, welcher unter dem M. die subklastische Beschaffenheit am extremsten zeigt. So dem Kalke der eigentlichen Riffe ähnliche Gesteine gibt es S (W) des Südendes der „Wilden Kirche“ nicht. Wenn also eine Einseitigkeit vorhanden ist, so nur in dem Sinne, daß der Riffdetritus mehr nach N (O) als nach S (W) ausgebreitet wurde. Es ist daher eher anzunehmen, daß die den Riffdetritus forttragenden Strömungen eine S-N- (bzw. W-O-)Komponente hatten. (Die eingeklammerten Richtungen beziehen sich auf die Richtungen nach Rückgängigmachung der Knickung der Karwendelvorgebirgsmulde.)

Schwarze, dünnblättrige Schiefermergel sind im oberen Rhät überhaupt verbreitet; schon der Ausdruck *Choristoceras*-Schiefer deutet darauf hin. Um so seltsamer herührt die fast rein kalkige Entwicklung des oberen Rhät an der Steinplatte und einem Teil der Kammerkehr-Sonntagshorngruppe überhaupt, die Kössener Kalke Hahns (10), S. 345, deren Verbreitung dieser auf dem Kärtchen S. 408, Fig. 15, darstellt. Sie umgeben vielfach, aber nicht überall, die Riffe. Die Erklärung als von Meeresströmungen abhängige, aus Riffdetritus gebildete Kalke liegt nahe und wird durch die mikroskopische Beschaffenheit derselben an der Steinplatte bestätigt. Vgl. S. 41. Wir dürfen hier wie am Fonsjoch nicht vergessen, daß zwar das Vorhandensein des Riffdetritus in den Kalken ein Beweis für ihre mit den Riffen in Zusammenhang stehende Bildung ist, nicht aber die Abwesenheit mikroskopisch sichtbaren Riffdetritus für das Gegenteil. Die Erkennbarkeit dieser Einschwemmungen ist natürlich durch den Kristallisationsgrad der Kalke begrenzt. Was in der Größenordnung den die Kalke zusammensetzenden Kalzitkriställchen nahe kommt (etwa 1μ !), kann natürlich texturell nicht mehr hervortreten. Es können also auch Gesteine, die keine erkennbaren, vom Riff stammenden Partikel mehr enthalten, sehr wohl noch einen Teil ihres Kalkes von demselben empfangen haben.

3. Entstehung der Schichtung der oberrhätischen Sedimente.

Hier verdient auch die Schichtung der oberrhätischen Gesteine Erwähnung, deren bei der Beschreibung der Aufschlüsse öfter gedacht wurde. Die knollige Beschaffenheit der Schichtfläche bzw. Schichten fällt hier, weil ich sie für diagenetisch halte (S. 43), außer den Bereich der Erörterung. Im oberen Rhät kommt die Schichtung überall durch Schwankungen des Tongehaltes (Ton im weitesten Sinne) zustande, sei es, daß Kalke zurücktretend in Schiefermergeln liegen, wie Profil 2 *l*, oder Mergel bilden Zwischenlagen in Kalken, wie Profil 2 *m*, *k*, Profil 1 *f*, *i-l*. Genetisch gesprochen bedeutet dies ein Schwanken zwischen chersogenem und thalattogenem Anteil. In dem letzteren haben wir für die Profile 1 und 2 eine allochthone, von den Riffen stammende Komponente erkannt und eine autochthone, nach Art der unteren Rhätkalke entstandene, wenigstens vermutet. Wenn periodische Einschweimungen von Riffdetritus die Kalkeinlagerungen im oberen Rhät im großen bewirkte, ist es naheliegend anzunehmen, daß diesen Perioden kleinere, ebenfalls periodische Schwankungen der Meeresströmungen interponiert waren, welche die Kalk-Mergelwechsellagerung im kleinen schufen. Es ist hiebei immer nicht nur an den Ausfall von Riffdetritus, sondern gleichzeitig an den Ersatz desselben durch chersogenen Detritus von anderen Strömungen her zu denken. Es wäre die von Heim (09), S. 334, für Ablagerungen von weit ausgedehnter Regelmäßigkeit abgelehnte Möglichkeit Nr. 3. Die hier erörterten Ablagerungen gehören nicht zu ihnen, und da wir nur an Schwankungen der Strömungen denken, ist Periodizität der festländischen Abspülung, die Heim als unwahrscheinliches Postulat betrachtet, durchaus keine unbedingte Notwendigkeit. Waren säkulare geologische Veränderungen die Ursache der großen Perioden, so bleibt für die kleinen Perioden allerdings nur ein vor allem klimatisch bedingter Ursachenkomplex, der in seiner speziellen Wirkungsweise für uns noch nicht durchblickbar ist. Klimatisch bedingte kurzphasige Schwankungen der Meeresströmungen sind heute sicher erwiesen. Inwiefern auch noch die autochthone Kalkkomponente hiebei interferierte, kann vorläufig nicht entschieden werden.

Das Gesagte gilt für die Ablagerungen in der Nachbarschaft der Riffe (Profil 1 und 2), besonders für die „Kössener Kalke“ Hahns. An den Riffböschungen selbst beobachtet man, wie mergelige Zwischenlagen allmählich vor den durchaus massigen Riffkernen aufhören, vgl. besonders Tafel 1. Nur an kleinen Riffen (Tafel 1, Punkt 7, 8) dringen die Zwischenlagen bis ins Innere vor. Auch das Aufhören der Zwischenlagen an den großen Riffen ist als Verlegung der Grenze zweier Strömungen zu verstehen, von denen die eine, mit chersogenem Material beladene, bisweilen in das Gebiet der anderen, Riffdetritus führenden, hineimpendelte, ohne aber die steilen Böschungen ganz zu erobern. Es ist hier besonders klar, daß diese Unterbrechungen nichts mit periodisch aussetzender Kalkbildung an den Riffen zu tun hat, denn dann müßte sich eine Diskontinuität ohne Mergelbesteg auch ins Innere der Riffe fortsetzen. Es ist nicht denkbar, daß solche regionale Hemmungen und Förderungen der Kalkbildung nicht auf den Riffen irgendwie als

Schichtung hervortreten würde. Aber nichts derartiges ist bekannt, auch Wäbner (03 a) berichtet nichts darüber. Dieser Umstand ist sogar ein Grund für die Annahme, daß die autochthon thalattogene Komponente auch bei der Entstehung der Schichtung der heteropischen Sedimente in der Umgebung des Riffes keine wesentliche Rolle spielte.

4. Die Wirkung der Riffe als präliassische Erhebungen am Meeresgrunde auf die liassische Sedimentation.

Schließlich mußten die Riffe nicht nur die gleichzeitigen heteropischen Bildungen beeinflussen, sondern auch die jüngeren Liassedimente, denn sie überragten bei Beginn der Liaszeit den umgebenden Meeresboden als Hügel und vielfach gelappte Plateaus. Wir haben also die seltene Gelegenheit, einmal die Wirkung eines sicher älteren Reliefs am Meeresboden auf die jüngere Sedimentation zu beobachten. Schon an den kleinen Riffen (S. 11), welche nicht bis an die Liasgrenze fortwachsen, kann man feststellen, daß die Unebenheit durch kleine Mächtigkeitsschwankungen der folgenden nächstjüngeren Sedimente bald wieder ausgeglichen wird. Auf der W-Seite der Steinplatte ist der Rhät-Lias-Kontakt und der unterste Lias nicht mehr vorhanden, dagegen bietet die W-Seite der „Wilden Kirche“ günstige Verhältnisse. (Vgl. auch Abb. 4, Stadium 5 bis 7, für welche die Verhältnisse der „Wilden Kirche“ zugrunde gelegt sind.)

Wir betrachten zunächst die obere Riffgrenze selbst. Diese zeigt im oberen Teil der S-Böschung eine eigentümlich grobhöckerige Beschaffenheit. Die Erscheinung wird nach S zum Profil 4, S. 22, deutlicher. Sie erklärt sich als submarine Ätzfläche. Vgl. Arn. Heim (24), S. 7. Wegen der Böschung blieb hier längere Zeit kein Sediment liegen, so daß das kohlen säurehaltige Meerwasser lösend wirken konnte. Dann kam die reichliche Abscheidung von eisenreichen Verbindungen aus dem Meerwasser, welche sich hier direkt auf den Riffkalk legten. Die N-Böschung blieb, wenn unsere stratigraphische Deutung S. 31 richtig ist, zwar nicht sedimentfrei, aber es bildeten sich vor der Brauneisenausscheidung nur wenige Dezimeter tonärmeren Liaskalkes, da die Böschung der Anhäufung ebenfalls ungünstig war (S. 30). Außerhalb des Riffes und vermutlich auch auf den ebenen Rücken desselben dagegen blieben während dieser Zeit einige Meter Sediment liegen. Bei Beginn der liassischen Sedimentation waren absterbende oder abgestorbene Thecosmilienrasen nur auf dem S-Teil des Riffrückens vorhanden, so daß sie nur hier in rotes liassisches Sediment eingebettet werden konnten, bzw. der ihre Lücken ausfüllende Schlamm die rote Eisenfärbung der Liassedimente annehmen konnte. Übrigens muß im allgemeinen der Riffkalk zu Beginn der roten Sedimentation schon ziemlich verfestigt gewesen sein; darauf deutet die höckerige Ätzfläche, sowie die meist scharfe Farbgränze der Lias- und Rhätsedimente. Daß subfossile Korallenrasen im Meerwasser klingend hart und brüchig werden können, hat Walther (94), S. 707, gezeigt. Die Thecosmilienrasen konnten also nach der vermutlichen Senkung zu Beginn des Lias im abge-

storbenen Zustände noch am Meeresboden fortbestehen und eingebettet werden. Vgl. auch Wähner (03b), S. 2—3. Eine gewisse Unsymmetrie aller dieser Erscheinungen (Ätzfläche und Tropf nur auf der S-Seite des Riffes, Ausfall des untersten Lias auf der S-Seite, nur Reduktion auf der N-Böschung) läßt, abgesehen davon, daß wir die genaue Profillinie des Riffes nicht kennen, vielleicht auf Meeresströmungen mit S-N- (bzw. bei rückgängig gemachter Knickung der Karwendelvorgebirgsmulde W-O-) Komponente schließen; so daß einerseits schon im obersten Rhät die Korallen auf der S(W)-Seite besser gediehen, und dann im untersten Lias die S-Böschung stärker gefegt wurde als die N-Böschung, in Übereinstimmung mit den schon S. 56 aus der einseitigen Anhäufung des Riffdetritus im Rhät gezogenen Schluß.

Nur Meeresströmungen ermöglichen endlich die weitreichende horizontale Wirkung der präliassischen Erhebung auf die Faziesverhältnisse des Lias, außerhalb des eigentlichen Riffbereiches, die sich aus den Profilen 7 bis 12 ergibt und S. 31 bereits zusammengefaßt wurde. Ein genauerer Einblick in den Mechanismus der Vorgänge ist allerdings noch nicht möglich. Um die Begünstigung der Krinoiden- und Brachiopodenfauna mit der Annäherung an das Riff von W her zu erklären, hat man sich zu erinnern, daß diese Planktonfresser von planktonreicheren Meeresströmungen abhängig waren, welche sehr wohl in ihrem Verlauf durch die Erhebung des Riffes begrenzt sein konnte. Endlich mußte diese Erhebung die Sedimentation ähnlich beeinflussen, wie etwa ein hervorragender Gegenstand im Winde ein stärkeres Fegen des Bodens auf seiner Luvseite und Dünnensandhügel auf der Leeseite hervorruft. Damit wäre auch eine Erklärung des allmählichen Auskeilens von α_1 von W her mit Annäherung an das Riff angebahnt.

5. Vergleich mit anderen, fossilen und rezenten Riffbildungen.

Nachdem wir die paläogeographischen Bedingungen der oberrhätischen Riffe soweit als möglich aufgeklärt haben, erübrigt es, unter den fossilen und rezenten Bildungen nach Vergleichsobjekten zu suchen.

Vor allem verdienen die ladinischen Riffkalke und Dolomite der S-Alpen, die als Gegenstand verschiedener Theorien in der geologischen Literatur seit langem eine Rolle spielen, beachtet zu werden. Die Ansicht Mojsisovics' (79), daß hier steilgeböschte Riffe im Darwinschen Sinne vorhanden sind, ist durch spätere Untersuchungen wohl als widerlegt anzusehen. Daß die Cipitkalke ähnlich im oberen Rhät der N-Alpen wiederkehren, wurde schon erwähnt, aber auch was die jüngere Forschung an den größeren Kalk- und Dolomitmassen von ursprünglichen, exogen entstandenen Böschungen übriggelassen hat, stimmt sehr gut mit den Profilen unserer oberrhätischen Riffe überein. Vgl. Klebelsberg (11). Es hat somit die größte Wahrscheinlichkeit für sich, daß die ladinischen Riffe zwar im Salomonschen Sinne weitreichende Platten waren, welche aber in die benachbarten heteropischen Sedimente mit höchstens 32° geneigten Böschungen übergingen, so daß für diese heteropische Grenze

die Anschauung Moijsisovics' noch eine, wenn auch beschränktere Gültigkeit behält.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse für den norischen Hochgebirgskorallenkalk der N-Alpen und seine Äquivalente, nur daß sich dieser durch die reichliche Führung von Korallen noch mehr unseren oberrhätischen Kalken nähert. Der rhätische Anteil dieser Kalke ist oft nicht abtrennbar und die rhätischen Sedimente in ihrer verschiedenartigen Ausbildungsweise erscheinen nur als kurzes Nachspiel der viel großartigeren Verhältnisse der norischen Stufe. Es mag von geplanten weiteren Arbeiten vorweggenommen werden, daß ein Schliff der obersten norischen Dachsteinkalke unter der Steinplatte subklastische Struktur zeigt. Überhaupt dürfte das Studium der Riffbildungen in fast allen Stufen der ostalpinen Trias den richtigen Ausgangspunkt für das Verständnis der Sedimente bilden.

Vergegenwärtigen wir uns nochmals die wichtigsten Bildungsstände der oberrhätischen Riffe. Allmähliche, von keiner Hebungsperiode unterbrochene Senkung des Bodens eines warmen, mit dem offenen Ozean nur unvollkommen verbundenen Meeres. Infolge der verhältnismäßig geringen Kraft der Wogen reichliche Verbreitung ästiger Korallenformen auf dem Riff, deren Lücken durch feinsandige Aufbereitungsprodukte gefüllt werden. Feinsande, etwas geschlämmt, bedecken auch die höchstens unter 32° geneigten Flanken. In dem umgebenden Meer von höchstens 130 m Tiefe ermöglicht der durch den Abschluß vom offenen Ozean hervorgerufene Sauerstoffmangel die Sedimentation organische Substanzen führenden Schlammes. Der Wachstumsprozeß der Riffe dauert nur so lange an, daß Hügel und Plateaus entstehen, welche die umgebende Region nirgends um mehr als 100 m überragen.

Suchen wir nach rezenten Vergleichsobjekten, so müssen wir die petrographische Zusammensetzung vor allem aus den Augen lassen. Derartige Feinsande als Bildner ganzer Riffe sind rezent in der mir zur Verfügung stehenden Literatur nicht zu finden. Den üblichen Korallensanden kommen höchstens die Gesteine der obersten Schichten der Riffböschungen nahe. Zunn Teil mag dies seinen Grund darin haben, daß fast an allen rezenten Riffen junge Hebungen vor sich gegangen sind, wodurch diagenetisch bereits erhärteter Fels durch die Meereshwogen aufgearbeitet werden konnte. Bei den rezenten, durch dauernde Senkung entstandenen Hochseeriffen, wie Funafuti, welche gerade die meiste Aufmerksamkeit erregt haben, gehen außerdem die Riffsedimente in an planktonischen Organismenresten reiche Tiefseesedimente über, nicht in ungenügend durchlüftete Flachseeablagerungen, wie bei den rhätischen Riffen, auch ist mir bei jenen nirgends eine so gleichmäßige, 32° nicht übersteigende Böschung bekannt wie bei diesen.

Eher könnte man bei den Flachsee- oder Fleckenriffen nach Andrée (20), S. 160—163, obwohl sie an stationäre oder Hebungsgebiete gebunden sein sollen, nach Vergleichspunkten suchen. Was Ortmann (92) von Dares-Salaam und Voeltzkow (01) von der Aldabrainsel beschrieben hat, sind unbedeutende Kolonien von Riffbildnern auf älterem Kalkstein, dessen Entstehung nicht außer Zweifel steht. Aber bei den Riffen der Bai von Batavia und anderen Teilen des Sundaarchipels, welche von

Sluiter (89) beschrieben wurden, liegt der Vergleich mit unseren oberrhätischen Riffen nahe. Sie beginnen ihr Wachstum von einem mit chersogenem Tonschlamm bedeckten, höchstens 20 Faden tiefem Meeresgrunde, erreichen allmählich den Wasserspiegel und überragen ihn schließlich unbeträchtlich. Alle diese Stadien konnten beobachtet werden. Der Durchmesser der Riffe beträgt 20—500 m. Die Neubesiedlung durch Riffbildner verfolgte Sluiter besonders im Gebiete von Krakatau nach der weltbekannten Katastrophe von 1883. Die ersten Ansiedler waren rasch wachsende Formen der *Hexacorallia*, wie *Madrepora*, *Porites*, aber auch *Alcyonaria*, die einen wesentlichen Teil des Riffmaterials liefern sollen. Durch Bohrungen bei Padang auf Sumatra ist festgestellt, daß unter einem bereits 300 m im Durchmesser betragenden Riff überall chersogener oder von vulkanischen Eruptionen herrührender Schlamm liegt. Bimssteine, Muschelschalen usw. dürften die ersten Anheftungspunkte gewährt haben. Alles das stimmt mit den Verhältnissen der kleinen oberrhätischen Riffe überein, für deren Entstehung die Annahme einer Senkung nicht wesentlich ist, ganz abgesehen davon, daß eine kleine Senkung auch in der Bai von Batavia möglich ist. Würde dort der Meeresgrund zu sinken beginnen, bzw. weitersinken, dann könnte auch etwas zustande kommen, was unsern großen oberrhätischen Riffen ähnelt, wie sie an der Steinplatte und „Wilden Kirche“ aufgeschlossen sind. Ähnlich wie im oberen Rhät würden sich auch hier die Verhältnisse denen des offenen Meeres nähern; wie sich dort *Globigerina* und *Choristoceras* einstellten, würden hier rezente Formen der Hochsee erscheinen. Leider ist die Beschreibung, die Sluiter von den Bohrkernen von Padang gibt, nicht hinreichend, um den Vergleich auf die petrographische Beschaffenheit der Riffsedimente auszudehnen. Auch die Sedimentation auf den umgebenden Meeresgründen wird nicht genau auseinandergesetzt und es ist nichts darüber gesagt, inwiefern diese von den Riffen petrographisch beeinflußt werden; gar nichts endlich erfährt man über die Böschungsverhältnisse der Riffanken.

Literaturverzeichnis.

1. Paläontologische Bestimmungsliteratur.

Diese stand mir leider nur unvollkommen zur Verfügung.

a) Rät.

- Frech, 1890. Die Korallenfauna der Trias. I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. *Palaeontographica*, Bd. XXXVII, S. 1.
- Frech, 1904. Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Result. d. wissensch. Erf. d. Balatonsees, I. Bd., 1. Teil, paläontologischer Anhang.
- Goldfuß, 1826—1844. *Petrefacta Germaniae*, I.—III. Teil. Arnz u. Comp., Düsseldorf.
- Haas, 1909. Bericht über neue Aufsammlungen in den Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Alt-Aussee. *Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. usw.* XXII, S. 144 u. S. 347.
- Moore, 1861. On the Zones of the lower Lias and the *Avicula contorta*. *Quart. Journal of the Geol. Soc.*, Bd. XVII, S. 483 u. Pl. 15, 16.
- Oppel-Sueß, 1856. Über die mutmaßlichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben. *Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl.*, Bd. XXI, S. 535. Wien.
- Schafhäutl, 1851. Über einige neue Petrefakten des südbayrischen Vorgebirges. *Neues Jb. f. Min.*, S. 407.
- Schafhäutl, 1853. Beiträge zur näheren Kenntnis der bayrischen Voralpen (Forts.). *Neues Jb. f. Min.*, S. 299.
- Stoppani, 1860—1865. *Géologie et paléontologie des couches à avicula contorta en Lombardie. Paléontologie lombarde ou description des fossiles, publiée à l'aide de plusieurs savants par l'abbé Ant. Stoppani (3^e Série)*. Milan. Imprimerie de Jos. Bernardori.
- Sueß, 1854. Über die Brachiopoden der Kössener Schichten. *Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl.*, VII. Bd., S. 29, Wien.
- Waagen, 1901. Der Formenkreis der *Oxytoma inaequivalve* Sow. *Jb. d. geol. R.* LI, S. 1.
- Winkler, 1861. Der Oberkeuper nach Studien in den bayrischen Alpen. *Zeitschr. der deutschen geol. Ges.*, XIII. Bd. S. 459, T. V—IX.
- Zugmayer, 1880. Untersuchungen über rhätische Brachiopoden. *Beitr. z. Pal. Österr.-Ung. usw.*, Bd. I, S. 1.

b) Lias.

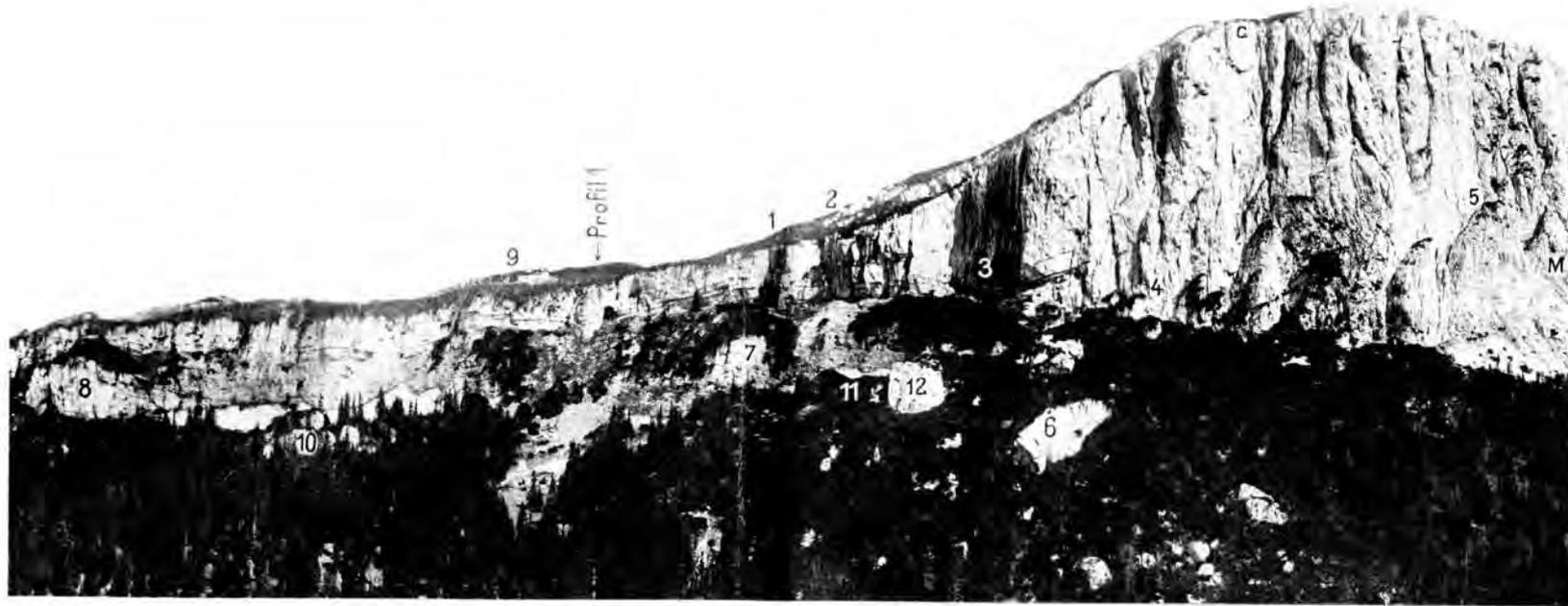
- Buckman, 1909—1919. *Yorkshire type Ammonites*, Vol. I, II. Wesley and Son. London.
- Geyer, 1886. Über die liasischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. *Abh. d. geol. Reichsanst.*, Bd. XII, S. 213.
- Geyer, 1893. Die mittelliasische Cephalopoden-Fauna des Hinter-Schafberges in Oberösterreich. *Abh. d. geol. Reichsanst.*, Bd. XV, S. 1.
- Hauer, 1856. Über die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen. *Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl.* XI, S. 1, Wien.
- Haug, 1885. Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. *Neues Jb. f. Min.*, Beil.-Bd. III, S. 585.
- Haug, 1887. Über die „*Polymorphidae*“, eine neue Ammonitenfamilie aus dem Lias. *Neues Jb. f. Min.*, 1887. II. Bd., S. 89.
- Neumayr, 1879. Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. *Abh. d. geol. Reichsanst.*, VII. Bd., Wien.
- Quenstedt, 1849. *Petrefactenkunde Deutschlands. I. Die Cephalopoden*. Fues. Tübingen.
- Quenstedt, 1858. *Der Jura*. Laupp, Tübingen.
- Rosenberg, 1909. Die liasische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. *Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung.* XXII, S. 193, T. X—XVI.
- Wähner, 1882—1898. Beiträge zur Kenntnis der tieferen Zonen des unteren Lias in den nordöstlichen Alpen. *Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung.*, Bd. II—VI, VIII—IX und XI.

- Wright, 1878—1886. Monograph on the Lias Ammonites of the British Islands. Palaeontographical Society, London.
- Zittel, 1881—1885. Handbuch der Paläontologie. II. Bd. *Mollusca* u. *Arthropoda*.

2. Das Arbeitsgebiet betreffende und im Text zitierte Literatur.

- Ampferer, 1924. Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 1. Forts. Jb. d. geol. Bundesanstalt, LXXIV, S. 35.
- Ampferer-Ohnesorge, 1912. Geologische Spezialkarte der österr.-ung. Monarchie. Blatt Innsbruck und Achensee. Geol. Reichsanst., Wien.
- Ampferer-Ohnesorge, 1924. Erläuterungen zur geol. Spezialkarte der Republik Österreich. Innsbruck-Achensee. Geol. Bundesanstalt, Wien.
- Andrée, 1916. Wesen, Ursache und Arten der Schichtung. Geol. Rundschau, Bd. VI, S. 351.
- Andrée, 1920. Geologie des Meeresbodens. II. Bd. Borntraeger, Leipzig.
- Berckhemer, 1923. Kryptolith und Stromatolith im Massenkalk des weißen Jura. Centralblatt f. Min., S. 15.
- Biedermann, 1914. Physiologie der Stütz- und Skelettsubstanz. Handbuch d. vergl. Physiologie von Winterstein, III. Bd., 1. Hälfte, 1. Teil, S. 319. Fischer, Jena.
- Born, 1925. Gefügestudien an Gesteinen des varistischen Gebirges. Beiträge zum Mechanismus der Gebirgsbildung. Neues Jb. f. Min., Beil.-Bd. LII, S. 123.
- Bubnoff, 1922. Die Methode der Granitmessung und ihre bisherigen Ergebnisse. Geol. Rundschau, XIII, S. 151.
- Cayeux, 1916. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Texte, Atlas. Mémoire de la carte géol. détaillée de la France, Paris.
- Cayeux, 1921. Existence de nombreux spicules d'Aleyonaires dans les minerais de fer jurassique de France. Comptes rendus de l'académie d. s. 172, S. 987.
- Clark, 1887. Über die geologischen Verhältnisse der Gegend nordwestlich vom Achensee mit besonderer Berücksichtigung der Bivalven und Gasteropoden des unteren Lias. Dissertation, München.
- Dacqué, 1921. Vergleichende biologische Formenkunde der fossilen niederen Tiere. Borntraeger, Berlin.
- Daubrée, 1880. Synthetische Studien zur Experimental-Geologie. Autorisierte deutsche Ausgabe von Dr. Adolf Gurit. Vieweg und Sohn, Braunschweig.
- Gümbel, 1861. Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Perthes, Gotha.
- Hahn, 1910. Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. I. u. II. Teil. Jb. d. geol. Reichsanst., Bd. LX, S. 311 u. 637.
- Hahn, 1913. Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. Jb. d. geol. Reichsanst., LXIII, S. 1.
- Heim, 1909. Gedanken über Schichtung. Vierteljahrsschr. der Naturf. Ges. in Zürich, LIV. Jahrg., S. 330.
- Heim, 1924. Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundschau, XV, S. 1.
- Hlauschek, 1922. Beobachtungen über das Lagerungsverhältnis des Hierlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge. „Lotos“ LXX, S. 111.
- Kayser, 1921. Lehrbuch der Geologie, I. Bd. Allgemeine Geologie I. Enke, Stuttgart.
- Kleibelsberg, 1911. Neuere geologische Forschungen, die SO-Tiroler Dolomiten betreffend. Mitteilungen der geol. Ges. IV, S. 156, Wien.
- Krech, 1909. Beitrag zur Kenntnis der oolithischen Gesteine des Muschelkalkes um Jena. Jb. d. k. Preuß. geol. Landesanst., Bd. XXX, Teil 1, S. 59.
- Kükenthal, 1925. *Octocorallia* in „Handbuch der Zoologie“ von Kükenthal-Krumbach. I. Bd., 5. u. 6. Lfg.
- Kumm, 1925. Über die Entstehungszeit der Eindrücke und ihre geologische Bedeutung unter besonderer Berücksichtigung oolithischer Gesteine. Geol. Rundschau XVI, S. 178 u. 257.

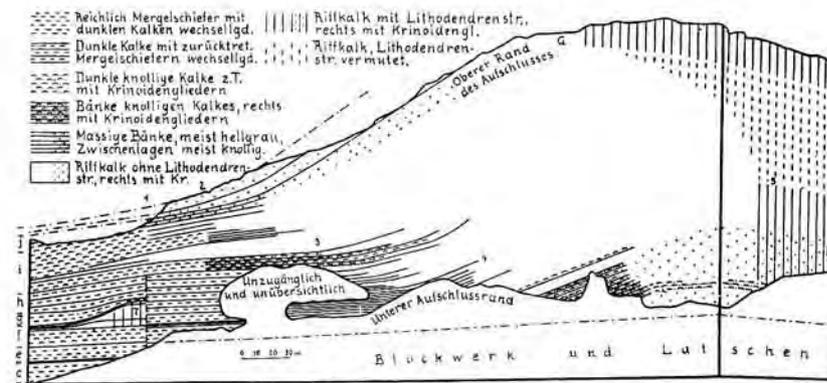
- Leuchs, 1925. Lithogenetische Untersuchungen in den Kalkalpen. Centralblatt f. Min. B, S. 213.
- Mojsisovics, 1879. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Hölder, Wien.
- Ogilvie, 1894. Coral in the Dolomites of South Tyrol. Geol. Magazin, London.
- Ortmann, 1892. Die Korallriffe von Dar-es-Salaam und Umgegend. Zool. Jahrbücher, Abt. f. Systematik usw. VI. Bd. Fischer, Jena.
- Pratje, 1924. Korallenbänke in tiefem und kühlem Wasser. Centralblatt f. Min., S. 410.
- Rosenberg, 1909. Die liasische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung., XXII, S. 193, T. X—XVI.
- Rothpletz, 1894. Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen nebst Anhang über die sogenannte Glarner Doppelfalte. Schweizerhart, Stuttgart.
- Salomon, 1895. Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontographica XLII, S. 1.
- Salomon, 1908. Die Adamellogruppe. Abhandlungen der geol. Reichsanst. XXI, S. 400.
- Schindewolf, 1922. Beiträge zur Kenntnis der Krainenzelkalke und ihre Entstehung. Geol. Rundschau XII, S. 20.
- Sluiter, 1889. Einiges über die Entstehung der Korallenriffe in der Javasee und Brantweinsbai und über neue Korallenbildungen bei Krakatau. Natuurkundig Tijdschrift voor Nederlandsch Indie XII, Batavia-Nordwijk, S. 360.
- Spengler, 1919. Die Gebirgsgruppe des Plassen und des Hallstätter Salzberges. Jb. d. geol. Reichsanst. LXVIII, S. 285.
- Stieler, 1922. Ein Beitrag zum Kapitel Klüfte. Centralblatt f. Min., S. 664 u. 703.
- Suess-Mojsisovics, 1868. Studien über die Trias und Jurabildungen in den östlichen Alpen II. Gebirgsgruppe des Osterhorn. Jb. d. geol. Reichsanst. XVIII, S. 167.
- Voeltzkow, 1901. Über Coccolithen und Rhabdolithen nebst Bemerkungen über den Aufbau und die Entstehung der Aldabra-Insel. Abhandlungen der Senckenbergischen Naturfr. Ges. XXVI, S. 467, Frankfurt a. M.
- Wähner, 1886. Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verh. d. geol. Reichsanst. S. 168 u. 190.
- Wähner, 1903 a. Das Sonwendgebirge im Unterinntal. Ein Typus alpinen Gebirgsbaues. I. Teil. Deuticke, Leipzig-Wien.
- Wähner, 1903 b. Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg. IX. intern. Geologenkongreß. Führer für die Exkursion in Österreich Nr. IV.
- Wähner, 1917. Zur Beurteilung des Baues des mittelböhmischen Faltengebirges. Jb. d. geol. Reichsanst. LXVI, S. 1.
- Walther, 1894. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Bd. I—III. Fischer, Jena.
- Wedekind, 1916. Über die Grundlagen und Methoden der Biostratigraphie. Borntraeger, Berlin.
- Wetzel, 1923. Sedimentpetrographie. Fortschritte der Min., Kristallogr. u. Petrographie, VIII. Bd., S. 101.
- Wolf, 1922. Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achenseegbietes in Tirol. Mitteilungen der geogr. Ges. München XV, S. 145.



Tafel Ib.

Tafel Ia. Der Fazieswechsel auf der W-Seite der Steinplatte vom Grünwaldspitz aus. Vgl. S. 3—4

Tafel Ib. Obige Photographie, zur Erläuterung als Blockdiagramm aufgefaßt. Vgl. S. 3—4



Korallen des Miozäns von Cilicien.

Von Dr. Othmar Kühn.

Mit 1 Tafel und 1 Textfigur.

I. Einleitung.

Die geologischen Forschungsreisen, welche in jüngerer Zeit Kleinasien berührten, haben ein reiches Material an Fossilien zustande gebracht, das erst zum geringsten Teile eingehend bearbeitet ist. So sind die paläontologischen Sammlungen Frech's (durch Daus u. a.), sowie jene von Philippson (durch Oppenheim) erst zum Teile untersucht und veröffentlicht.

Auch die Reisen Prof. F. X. Schaffer's im südöstlichen Teile Kleinasiens lieferten ein reiches Material. Unter den Korallen desselben befanden sich besonders gut erhaltene Stücke, wie man sie sonst unter den Korallen orientalischer Kreide- und Tertiärablagerungen vergeblich sucht. Sie sind alle in der geologisch-paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien aufbewahrt.

Während aber die von ihm gesammelten Devonkorallen bereits 1903 von Penecke bearbeitet wurden¹⁾, ist dies mit den Tertiärkorallen bis heute nicht geschehen.

Ich bin daher Herrn Prof. Dr. F. X. Schaffer für die Überlassung des Materiales, sowie für die Erlaubnis zur Benutzung der reichen Sammlungen des Naturhistorischen Museums in Wien zu Dank verpflichtet; ebenso Herrn Kustos Dr. F. Trauth für die Müheverwaltung bei Beschaffung des Vergleichsmateriales.

II. Beschreibung der Arten.

Lithophyllia cf ampla Reuss.

Ein schlecht erhaltenes Fossil von Sarykawak ließ wenig erkennen. Der Kelch hat einen Durchmesser von 60×75 mm, die Höhe ist 45 mm. Die Zahl der Septen beträgt über 140, von denen zwölf besonders starke bis zum Zentrum reichen; sie sind auch in ihrer ganzen Länge gleich dick. Die folgenden Zyklen sind immer kürzer und dünner. Die Kelchoberfläche ist fast eben, nur die Axialregion etwas eingesenkt. Von der Feinstruktur ist, auch im Schliß, infolge der schlechten Erhaltung nichts zu sehen.

¹⁾ K. A. Penecke, Das Sammelerggebnis Dr. F. Schaffers aus dem Oberdevon von Hadschin im Antitaurus. Jahrbuch d. geolog. Reichsanstalt Wien LIII, 1903, S. 141.

Das Wenige, was man also von dieser Koralle aussagen kann, erinnert sehr an *Lithophyllia ampla* Reuss¹⁾ aus dem Miozän von Lapongy. Felix' *Lithophyllia spec.* aus Ägypten²⁾ unterscheidet sich durch geringere Septenzahl, größere Kelchtiefe und daß 24 Septen bis zum Zentrum reichen und gleich stark sind. Auch *L. grandissima* Felix und *L. spinosa* Gerth aus dem malayischen Miozän sind durch andere Septenausbildung deutlich unterschieden.

Orbicella nov. spec.

(Taf. I, Fig. 1).

Eine neue Korallenart von etwas ungewöhnlichen Dimensionen, Erhaltungszustand und Aussehen liegt mir leider nur in einem 15×12 cm großen Stück, einem Steinkern vor. Die Kelche sind rund oder oval, manchmal verzerrt, ihr Durchmesser schwankt zwischen 15 und 26 mm. Es sind drei vollständige und ein vierter, unvollständiger Zyklus von Septen vorhanden, von denen jene des vierten und dritten Zyklus mit denen des vorhergehenden mit den Innenenden verschmelzen. Die Septen sind stark, am Oberrande scharf gezähnt, an den Flächen mit feinen Körnern bedeckt; zwischen ihnen befinden sich zahlreiche Synaptikel und Traversen. Oft, aber nicht immer sind die Kelche durch Septocostalradialien verbunden, welche direkt ineinander übergehen und durch zahlreiche Traversen miteinander verbunden sind; durch diese Erscheinung erinnert sie an die Gattung *Confusastraea* d'Orbigny, die jedoch von Frech mit *Phyllocoenia* vereinigt wurde; Felix³⁾ schlägt vor, sie als Subgenus aufrechtzuhalten. Vaughan l. c. 1919 stellt übrigens *Phyllocoenia* zu *Orbicella* und Felix l. c. 1925 stimmt dem wenigstens für die tertiären Arten zu.

Die Columella ist ziemlich breit und spongiös; sie macht keinen sehr rudimentären Eindruck. Leider ist die Untersuchung der Mikrostruktur infolge des Erhaltungszustandes nicht möglich.

An einigen Stellen sind die blattartigen großen Septen (jedenfalls durch Druck) seitlich umgelegt. Die einen Kelche liegen, wie die Abbildung zeigt, höher, die anderen niedriger. Die Kolonie sitzt nämlich in den Hohlräumen eines von der Brandung zerfressenen Riffkalkes, der, wie an einigen Stellen noch wahrzunehmen ist, von *Orbicella Reussiana* gebildet wurde.

Die Form erinnert am ehesten an *Phyllocoenia macrocantha* Abich⁴⁾, und war auch als *Ph. aff. macrocantha* bestimmt. Sie unterscheidet sich jedoch von dieser Art sehr deutlich durch die weit geringere Septenzahl (bei *Ph. macrocantha* 60!) und die zusammenfließenden Rippen, während bei *Ph. macrocantha* die Rippen sich stets in schiefen Winkeln treffen.

Das einzige Exemplar stammt von Manascha Kale.

1) Reuss l. c. S. 35, Taf. VI, Fig. 2.

2) Felix l. c. 1904, S. 175.

3) Die Anthozoen der Gosauschichten. 1903. S. 294.

4) H. Abich, Geolog. Forschungen in den kaukasischen Ländern. II. Teil: Geologie des armenischen Hochlandes. Wien 1882. S. 257. Taf. VIII, Fig. 3.

Orbicella Reussiana M. Edwards und Haime.

1818. *Explanaria astroites* p. p. Reuss, l. c., S. 17, Taf. II, Fig. 7 und 8.
 1850. *Astraea Reussiana* Edwards und Haime, l. c., Band XII, S. 110.
 1857. *Heliastrea Reussiana* Edwards und Haime, l. c., Band II, S. 474.
 1871. *Heliastrea Reussiana* p. p. Reuss, l. c. S. 240, Taf. IX., Fig. 2.
 1866—1869. *Heliastrea Reussiana* Fischer, l. c., S. 313, Taf. XVI, Fig. 1, 2.
 1918. *Heliastrea Reussiana* Oppenheim, l. c., S. 65.

Oppenheim hat bereits darauf hingewiesen,¹⁾ daß Edwards und Haime diese Art nur für einen bestimmten Typus, u. a. nur mit einem Kelchdurchmesser von 2—3 mm aufgestellt hatten, daß es daher unrichtig war, wenn Reuss, Krumpholz u. a. den Namen für verschiedene ähnliche Formen gebrauchten. Ich sah mich dann bei Bearbeitung der Eggenburger Miozänkorallen²⁾ gezwungen, die *O. Reussiana* Reuss wieder in ihre Bestandteile zu zerlegen, was neben der ursprünglichen *O. Reussiana* E. u. H. noch zwei größere Arten, *O. Eggenburgensis* n. sp. und *O. transsylvanica* n. sp. ergab.

Als durchgreifender Unterschied gegenüber den anderen, ähnlichen *Orbicella*-Arten zeigte sich die stärkere Ausbildung der Primärsepten, während bei den meisten Arten die Septen des 1. und 2. Zyklus gleich ausgebildet und erst jene des 3. Zyklus schwächer sind. Dieses Merkmal hat *O. Reussiana* nur mit *O. microcalyx* Felix gemein.

Die vorliegenden Stücke von Saraidin, Irnabol und Tschikur Keßlik sind durchwegs groß, plattig, der Erhaltungsstand entspricht jenem der Stücke, welche Oppenheim vorlagen. Bei den meisten Stücken treten Cönenchym und die anliegenden Mauerteile gratartig hervor, während die Kelche tief eingesenkt erscheinen. Das ist offenbar auf die Wirkung des Flugsandes, kalk- und kohlen säurehaltiger Wässer, wahrscheinlich aber beider Faktoren zusammen, zurückzuführen. Für Wind, bzw. Flugsandwirkung spricht die Tatsache, daß stellenweise die Kelche schräg abgeschliffen sind. Für die Tätigkeit kohlen säurehaltigen Wassers sprechen die sekundären Kalkabsätze in den Kelchen, welche Oppenheim an unserer Art und ich an *O. Eggenburgensis* beschrieben haben.

Durch die Wirkung beider Faktoren kommen ganz fremdartige Formen zustande und es ist kein Wunder, daß ein Teil derselben als *Astraea* spec. und *Astraea Fröhlichiana* bestimmt war. Es gelang mir aber bei allen an besonders geschützten Stellen der Oberfläche oder durch Schliff die Zugehörigkeit zu *O. Reussiana* eindeutig festzustellen.

Oppenheim hat festgestellt, daß diese Art ausschließlich in Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe vorkommt und auch eine Zusammenstellung ihrer räumlichen Verbreitung gegeben. Meine Untersuchung der Korallen der ersten Mediterranstufe hat sein Ergebnis durch die spezifische Unterscheidung von *O. Eggenburgensis* und *Reussiana* nachdrücklich bestätigt, so daß wir in den Korallen dieser Gruppe geradezu ein Unterscheidungsmittel für die 1. und 2. Mediterranstufe besitzen.

1) Oppenheim, l. c., 1910, S. 65.

2) Kühn, l. c., 1925, S. 4.

Orbicella microcalyx Felix.

1884. *Heliastraea microcalyx* Felix, l. c., S. 450, Taf. V, Fig. 4.

1903. *Orbicella microcalyx* Felix, l. c., S. 11, Taf. I, Fig. 6.

Mit Oppenheim¹⁾ bin ich zwar der Meinung, daß diese Art noch in den Variationsraum der *O. Reussiana* fällt. Der Durchmesser der Kelche (2—2.5 mm bei *O. Reussiana*, 1.5—2.5 mm, bei *O. microcalyx*) spräche nicht dagegen; die Entfernung der Kelche ist bei *Orbicella* ziemlich variabel und Felix hat selbst darauf hingewiesen, daß bei dem Originalstück von Wadi Ramlieh die Entfernung der Kelche schwankt.²⁾ Übereinstimmend ist auch die Ausbildung der Septen: für *Orbicella Reussiana* ist, wie ich früher nachgewiesen habe,³⁾ das starke Hervortreten der sechs Primärsepten charakteristisch. Dieses beschreibt auch Felix von *O. microcalyx*;⁴⁾ auf seinen Abbildungen ist es allerdings wenig sichtbar. Immerhin sind die Primärsepten auf der Abbildung, l. c., 1903, Taf. I, Fig. 6, in den Kelchen rechts unten deutlich erkennbar. Es muß aber auch noch in Betracht gezogen werden, daß die Stärkeverhältnisse an der unverletzten Oberfläche schwerer erkennbar sind als im Schliff oder an korrodierten Exemplaren. Felix' Abbildung wurde ersichtlich nach einem sehr schön erhaltenen Stück gezeichnet. Bei meinem stark korrodierten Stücke sind nur in wenigen Kelchen alle Septen erhalten, in mehreren überhaupt nur der stärkste, erste Zyklus.

Das einzige Stück stammt aus der Gegend südlich von Aghin.

Orbicella Defrancei (E. u. H.) Felix.

1842. *Astraea argus* Michelin, l. c., S. 59, Taf. XII, Fig. 6.

1850. *Astraea Defrancei* Edwards und Haime, l. c., Band XII, S. 106.

1857. *Heliastraea Defrancei* Edwards und Haime, l. c., Band II, S. 465.

Ich kann mich des Eindrucks nicht erwehren,⁵⁾ daß wir in der *Orbicella Defrancei* ebenso eine ganze Gruppe verschiedener Arten vor uns haben wie in der Reuss'schen Fassung von *O. Reussiana* oder in *Porites incrustans*. Während die *O. Defrancei* E. u. H. 6—7 mm Kelchdurchmesser hat, zeigt jene Reuss' 8—10, während die Kelche dort ziemlich gedrängt stehen, haben sie bei Reuss 4—6 mm Abstand, während dort 1 1/2 Septalzyklen sind, zählen wir bei Reuss 36—40, selbst 48 Septen, während die Septen bei *O. Defrancei* dünn und nach außen nicht verdickt sind, sind sie bei Reuss stark und gegen den Rand zu verdickt. Faßt man einmal die Art so weit, so kann man allerdings nicht mehr umhin, auch *O. inaequalis* Reuss und *O. immersa* Reuss dazuzuziehen, wie es Felix, Angelis d'Ossat und Daus wollen; dann wird es eben nötig sein, Varietäten einzuführen, um die räumliche und zeitliche Gliederung dieses Formenkomplexes anschaulich zu machen. Da mir Stücke aus dem französischen Miozän gar nicht, aus dem italienischen nur in geringer Zahl vorliegen, muß ich mich auf die hier zu besprechende cilicische Varietät beschränken.

1) Oppenheim, l. c., 1919, S. 67.

2) Felix, l. c., 1903, S. 11.

3) Kühn, l. c., 1925, S. 4; früher schon Oppenheim, l. c., 1919, S. 68.

4) Felix, 1884, S. 450.

5) Auch die vielen „cf.-Bestimmungen“ gerade bei dieser Art sprechen dafür.

Orbicella Defrancei (E. u. H.) Felix var. *ciliata* nov. var.

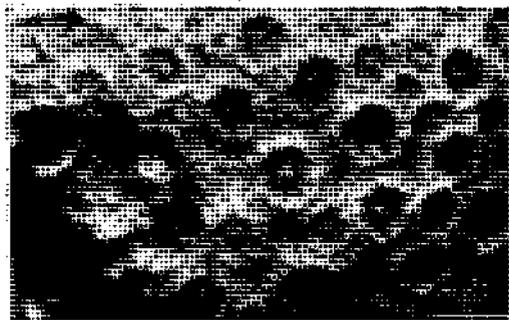


Fig. 1. *Orbicella Defrancei* (E. u. H.) Felix var. *ciliata* m.
Ein Stück der Oberfläche, nat. Gr.

Große rundliche Knollen, bis 15 cm im Durchmesser. Die Kelche haben einen Durchmesser bis 8 mm, sind sehr regelmäßig, rund, der Abstand zwischen ihnen beträgt 2 bis 5 mm. 46—48 Septen, von denen 12 gleich stark sind, bis zur Achse reichen und sich gegen den Rand zu etwas verdicken; die Septen des 3. und 4. Zyklus sind bedeutend kürzer, gleich lang und fast gleich dick. Die Columella ist breit, schwammig.

Wie man sieht, entfernt sich diese Varietät von der französischen Type wie sie Edwards und Haime beschrieben weniger, als jene des Wiener Beckens. Sie unterscheidet sich von ihr bloß durch wenig größere Kelche, etwas größere Septenzahl und andere Stärkeverhältnisse der Septen. Sie steht auch der *O. Defrancei* var. *inaequalis* (Reuss) m., von der mir ein Exemplar vom Monte di Carlotta vorliegt, nahe, unterscheidet sich aber durch größere Septenzahl und etwas größere Entfernung der Kelche.

Fundort: Manascha Kale.

Orbicella conoidea (Reuss) m.

1871. *Heliastraea conoidea* Reuss l. c. S. 44, Taf. X, Fig. 3.

Diese Art ist mit *Orbicella Reussiana* nicht zu verwechseln. Die emporragenden Kelche mit ihrem abgerundeten Rand, der größere Kelchdurchmesser (3—4 mm, der nur von den ganz jugendlichen Kelchen nicht erreicht wird, genügen schon bei flüchtiger Betrachtung zur Unterscheidung. Der erste und zweite Septenzyklus sind gleich ausgebildet, nur in einzelnen Kelchen sind die primären Septen etwas dicker; der dritte Zyklus ist kürzer und dünner als die beiden anderen. An einigen, aber nicht in allen Kelchen treten auch einzelne Septen eines vierten Zyklus auf, so daß die Gesamtzahl der Septen auf 24—28 kommt. Die Traversen sind im Verhältnis zu den kräftigen Septen sehr schwach. Die Achse ist nicht weniger entwickelt, als bei *O. Reussiana*, was man nach Reuss' Beschreibung leicht annehmen könnte. Dagegen sind die Rippen viel regelmäßiger und stärker ent-

wickelt als bei *O. Reussiana* und *O. Eggenburgensis*. Die Verbindung der Rippen verschiedener Kelche ist jedoch infolge des Hervorragens der Kelche meistens oberflächlich nicht zu sehen, sondern nur im Schliff.

Orbicella conoidea hat bei sehr gleichbleibender Ausbildung eine große räumliche Verbreitung. Mir liegen die Exemplare Reuss' von Enzesfeld und Grund, Porstendorf, Forchtenau, Nagy Maros, Kostej und Lapougy vor; Krumpholz erwähnt die Art von Prline in Bosnien, ¹⁾ Macovei von Bahna. Zwei Stücke von Manascha Kale im cilicischen Taurus gehören mit Sicherheit zu dieser Art und wurden auch von Schaffer ²⁾ als solche bestimmt. Ich ziehe aber auch ein von Schaffer als *Heliastrea* aff. *Ellisiana* Defr. bestimmtes, von Kara Isseli bei Mersina stammendes Stück hierher. ³⁾ Zunächst spricht die kugelig-konische Kolonie für *O. conoidea*, ebenso die Größe der Kelche, welche nur selten unter 3 mm sinkt, im Durchschnitt 3.5 mm beträgt und öfters 4 mm erreicht, während sie bei *Solenastraea Ellisiana* nur 2—3 mm beträgt. Den beginnenden vierten Septalzyklus haben beide Arten gemeinsam. Während aber „*Heliastrea*“ *Ellisiana* nach Oppenheim ⁴⁾ und den Abbildungen von Michelin eine echte *Solenastraea* ist, die Kelche also nur durch Exothek verbunden werden, sehen wir an diesem Stück, das leider ziemlich schlecht erhalten ist, doch an einigen Stellen deutliche Rippenverbindung, haben also eine *Orbicella* vor uns. Der Stock ist als Steinkern erhalten, d. h. die ursprünglichen Gewebelemente sind aufgelöst und als rotgefärbte Hohlräume zu sehen, während die ehemaligen Hohlräume mit Kalk ausgefüllt sind. An einigen Stellen ist dieser Kalk kristallinisch geworden und hat dabei die Struktur zerstört; an anderen Stellen sind aber die Furchen welche den Septen, Rippen usw. entsprechen noch erhalten und man muß sich bloß in das ungewohnte Bild finden.

Cyphastraea Schaffert nov. spec.

(Taf. I, Fig. 2.)

Ein großes, wohlerhaltenes Stück von 8.5 cm Durchmesser zeigt die kugelige Kolonie. Die Kelche dürften beträchtlich hervorgeragt haben, doch ist dies infolge Kalkeinlagerung nicht mehr genau zu bestimmen; man merkt es nur beim Anschleifen, da es geraume Zeit dauert, bis die Zähne und Lamellen der Exothek sichtbar werden.

Die Kelche sind stets kreisrund und haben einen Durchmesser von 4—5 mm; dazwischen befinden sich nicht selten jugendliche Kelche von bedeutend geringerem Durchmesser. Die Abstände der Kelche schwanken sehr, zwischen 1.5—3 mm. Es sind stets 24 Septen vorhanden, von denen die sechs primären die Achse erreichen und ziemlich dick sind; die sechs sekundären sind ebenso lang, aber dünner; die tertiären

¹⁾ Krumpholz l. c. S. 34.

²⁾ Schaffer l. c. 1901, S. 57 und 73.

³⁾ Schaffer l. c. 1901, S. 56 und 73.

⁴⁾ Oppenheim l. c. 1919, S. 43.

Septen sind kürzer und noch dünner. Im Innern sind die Septen oft paliartig verdickt: die generische Stellung der Art ist mir daher keineswegs sicher, obwohl ich nirgends deutliche, von den Septen abgetrennte Pali beobachten konnte.

Alle Septen sind gegen die Mauer zu etwas verdickt, besonders die primären. Die Wand ist kräftig und durch kräftige und lange Rippen verstärkt. 24 von diesen sind gleich stark und stets bedeutend stärker als die Septen; zwischen ihnen befindet sich stellenweise noch je eine schwächere Rippe. Das Exothecalgewebe ist sehr feinmaschig; die einzelnen Bläschen haben $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ mm Durchmesser. Sie werden auch durch Pfeiler gestützt, welche unten in verschiedener Tiefe aufhören und nach außen als Zähne über die Exothekoberfläche emporragen; diese Pfeiler scheinen ein Gattungsmerkmal von *Cyphastraea* zu sein und wurden bereits von Gerth¹⁾ beschrieben.

Die ersten Exothecalblättchen legen sich meist an die Rippen an und schließen die Zwischenräume zwischen denselben kammerartig ab, so daß Gebilde entstehen, wie sie Daus von seiner *Orbicella delicata* Osasco var. beschreibt.²⁾ Die Columella ist breit, locker-spongiös.

Die Art steht wohl am nächsten der *Cyphastraea distans* (Reuss),³⁾ welche Dietrich⁴⁾ auch aus Persien beschrieb, und besonders deren etwas größeren Varietät aus den Grunder Schichten. Sie unterscheidet sich von dieser durch die bedeutend stärkere Columella und die gegenüber den sekundären deutlich stärker entwickelten primären Septen. Von *C. Stahli* Felix⁵⁾ aus dem persischen Miozän unterscheidet sie sich durch dieselben Merkmale, außerdem durch den stets vollständigen dritten Septenzyklus. In der Septenentwicklung erinnert sie an *C. intermedia* Felix⁶⁾ aus dem Pleistozän von Ägypten, unterscheidet sich von dieser jedoch durch größere Kelche, breitere, aber lockere Columella, reichlicheres, nie kompakt werdendes Cöenchym.

Die vorliegenden Exemplare stammen aus Manascha Kale (2), Sarykawak und Kara Isseli.

Solenastraea Ellisiana (Defrance) Oppenheim.

1826. *Astraea Ellisiana* Defrance, Dict. d. Sciences nat. Band XLII, S. 382.

1857. *Heliastrea Ellisiana* Edwards und Haime l. c. Band II, S. 467 (hier die ältere Literatur).

1918 *Solenastraea Ellisiana* Oppenheim l. c. S. 43.

Oppenheim hat die Art und die Ursache ihrer Stellung zu *Solenastraea* so glänzend beschrieben, daß sich weitere Ausführungen wohl erübrigen.

1) H. Gerth l. c. S. 85.

2) Daus l. c. S. 465.

3) Reuss l. c. 1871, S. 45, Taf. VIII, Fig. 1 (*Solenastraea*), von *Macovei* auch bei Bahna gefunden.

4) W. O. Dietrich l. c. S. 102.

5) Felix l. c. 1910, S. 9, Taf. I, Fig. 2.

6) Felix l. c. 1904, S. 193, Taf. X, Fig. 1.

Bei meinen Stücken ist nicht nur das Fehlen der Rippenverbindung zwischen den Einzelzellen zu sehen, sondern auch in einzelnen besser erhaltenen Kelchen das Auftreten des unvollständigen, vierten Septenzyklus.

Dümbelek-Jaila im cilicischen Taurus und Kara-Isseli bei Mersina. Das Stück von Dümbelek-Jaila zeigt dieselbe Flugsandwirkung wie ich sie von *Orbicella Reussiana* beschrieben habe.

Siderastraea crenulata (Goldf.) E. u. H.

1826. *Astraea crenulata* Goldfuß, Petref. Germ. I. S. 71, Taf. XXIV, Fig. 6.

1848. *Astraea crenulata* Reuss, l. c. S. 21, Taf. IV, Fig. 1.

1848/50. *Siderastraea crenulata* Edwards und Haime l. c. Band XII, S. 142, Band X, Taf. IX, Fig. 10.

1857. *Astraea crenulata* Edwards und Haime l. c. S. 510.

1871. *Astraea crenulata* p. p. Reuss l. c. Taf. XII, Fig. 1.

Reuss hat in seiner Arbeit l. c. 1871 im Text s. 49 *Siderastraea crenulata* mit *S. italica* zusammengeworfen und Angelis d'Ossat hat wieder *S. Fröhlichiana* mit *crenulata* vereinigt; beides mit Unrecht.

Vergleichen wir die ersten Abbildungen von *S. crenulata* und *italica*, so sehen wir bereits die wichtigsten Unterschiede und müssen staunen, wie genau die alten Forscher beobachtet und gezeichnet haben. Die Abbildung der *S. crenulata* bei Goldfuß zeigt 48 Septen, die sehr grob gekörnt sind und nicht mit den Innenenden verschmelzen; Mauer und Columella sind äußerlich nicht sichtbar. Auch die Abbildung von Reuss stimmt mit jener von Goldfuß und den in Wien liegenden Exemplaren überein. Daß sich die jüngsten Septen mit den älteren verbinden, wie Reuss erwähnt, kommt keineswegs so regelmäßig vor, wie bei *S. Fröhlichiana* und *italica* und ist bloß stellenweise im Dünnschliff, fast niemals an der unverletzten Oberfläche zu sehen. Die Pseudotheka ist sehr dünn, stellenweise unterbrochen, oft leicht gekrümmt. Die Septen sind mit groben Körnern besetzt, die oft zu Synaptikeln und Pseudosynaptikeln verschmelzen; Traversen sind dagegen selten. Die Zähne der Septenoherränder nehmen gegen die Achse deutlich an Größe zu. Die Columella besteht bloß aus wenigen Trabekelpeilern, die sich mit den Innenenden der Septen verbinden; im Schliff erscheint sie durch sekundäre Kalkinkrustation stark verdickt, an der unverletzten Oberfläche ist sie kaum zu sehen.

Mir liegen von *S. crenulata* zwei große, wohlerhaltene Kolonien aus dem cilicischen Taurus, die eine von Tschikurkeßlik,¹⁾ die andere von Koerli an der Gülekstraße²⁾ vor. Broili erwähnt sie von Mar'asch.

Zum Vergleich hatte ich von Reuss bestimmte Exemplare von Gainfahn, Grund, Nußdorf und Rudelsdorf. Die Art kommt nach Oswald auch in Armenien, nach Felix und Gerth im indischen Archipel vor.

¹⁾ Schaffer l. c. 1901, S. 56.

²⁾ Schaffer l. c. S. 61.

Siderastraea italica (Defr.) E. u. H.

1826. *Astraea italica* DeFrance, Dict. d. Sciences nat. Band XLVIII, S. 382.
 1847. *Astraea Bertrandiana* Michelin l. c. S. 310, Taf. 74, Fig. 5.
 1850. *Siderastraea italica* Edwards und Haime l. c. Band XII, S. 142.

Die erste Abbildung von Michelin läßt alle Merkmale deutlich erkennen. Die schwache Pseudotheka, die fast stets unter 48 bleibenden, regelmäßig mit den Innenenden verschmolzenen Septen und die starke, schon oberflächlich als Wärzchen sichtbare Columella.

Im Schliff sieht man, daß die sehr dünne, oft unterbrochene Pseudotheka meistens etwas gewölbt ist, so daß die Kelche oft einen abgerundeten (subpolygonalen) Umriß erhalten. Die Septen sind mit dicken Körnern besetzt, die sich häufig zu Synaptikeln und Pseudosynaptikeln verbinden; dagegen sind Traversen sehr selten. Die Zähne des Septenoberrandes nehmen gegen die Achse an Größe zu. Die Columella ist stark und dicht.

S. italica kommt auch, was bisher nicht bekannt war, in der zweiten Mediterranstufe des Wiener Beckens vor. Reuss hat sie als *S. crenulata* bestimmt und so finden wir bei einer Beschreibung dieser Art auch Merkmale von *S. italica*; es ist auch bezeichnend, daß Reuss die *Isastraea miocenica* Seguenzas zu *S. crenulata* stellt, Angelis d'Ossat dagegen zu *S. italica*.

Solche, von Reuss als *Astraea crenulata* bestimmte Exemplare liegen mir von Lapougy und vom Marzer Kogel im Burgenlande vor.

Aus Kleinasien gehören zu *S. italica* zwei gut erhaltene Kolonien, die eine von Manascha Kale im cilicischen Taurus, die andere von Kara-Isseli bei Mersina.

III. Die Gattung *Siderastraea* Blainv. und die Beziehungen der *Fungidae* zu den *Eusmilidae*.¹⁾

In einer früheren Arbeit über Miozänkorallen habe ich weitere Untersuchungen über die Reihe *Siderastraea*²⁾ *Fröhlichiana-crenulata-italica* angekündigt, da das damals vorliegende Material noch zu gering und vor allem nicht zu Dünnschliffen geeignet war. Inzwischen habe ich ein größeres Vergleichsmaterial von *Siderastraea* aus dem Wiener Becken und aus Italien vorgefunden, das besser erhalten war und auch die Herstellung von Schliffen gestattete.

Weicht bereits die Gattung *Siderastraea* durch das Vorkommen von Traversen und einer Pseudotheka von den Fungiden etwas ab, so gilt

1) Da die Gattung *Astraea* E. H. nicht mehr existiert, muß auch die Familie der *Astraeidae* einen anderen Namen erhalten. F. Poche (Das System der *Coelenterata*. Archiv f. Naturgeschichte, Band LXXX, 1914, S. 94) schlägt hiefür den Namen *Eusmilidae* vor. H. Gerth l. c. 1923, S. 61 gebraucht den Namen für die von ihm zur Familie erhobene Unterfamilie *Eusmilinae* E. H. der *Astraeidae*. Poches Bezeichnung hat aber wohl die Priorität.

2) Durch ein peinliches Versehen waren in dieser Arbeit die *Siderastraea*arten öfter als *Isastraea* bezeichnet; es konnte jedoch kaum zu Irrtümern Anlaß geben, da Abbildung und Beschreibung wohl deutlich genug waren. Bei der zweiten Art, *Isastraea (Prionastraea?) Schafferi* ist die Gattung nicht sicher festzustellen.

dies noch mehr für *S. Fröhlichiana*. *Siderastraea* stand ursprünglich bei den *Astraeidae*, erst Pratz versetzte sie zu den *Pseudoagaricinae*, Duncan zu den *Plesiofungidae*; dieser betonte auch ihre selbständige Stellung gegenüber *Mesomorpha* und *Astraeomorpha*, denen sie Pratz beigesellt hatte. Die typische Ausbildung der Gattung zeigen uns nur die rezenten Arten, etwa *S. radians* (Pallas) Pourtalès oder *S. sidera* (Ellis u. Solander) E. H.¹⁾ Nicht nur die Weichteile, besonders die Tentakel verraten die Fungidennatur, auch die jüngsten Septen sind perforiert und die Pseudotheka ist sehr schwach entwickelt.

Betrachten wir als eine etwas ähnliche Gruppe der *Eusmilidae* die Gattung *Isastraea* E. H., so erhalten wir folgende Unterschiede:

	<i>Siderastraea</i> : ²⁾	<i>Isastraea</i> : ³⁾
Kelche	subpolygonaux	polygonaux
Traversen	Endothèque rudimentaire	assez bien développées
Septen	couvertes de grains très gros	finement granulées
Zähne des Septenrandes	dents internes un peu plus grandes	petites dents égales
Columella	papilleuse, en général peu développée, mais tendant à devenir compacte.	rudimentaire ou nulle.

Nahezu dieselben Unterschiede sehen wir aber beim Vergleiche von *S. Fröhlichiana* mit einer rezenten *Siderastraeen*art, etwa *S. siderea*.

	<i>S. siderea</i> : ⁴⁾	<i>S. Fröhlichiana</i> : ⁵⁾
Kelche	etwas gerundet	scharfkantig polygonal
Traversen	wenige	sehr zahlreich
Septen	grob gekörnt	fein gekörnt
Zähne des Septenrandes	nach Innen deutlicher	gleichmäßig fein
Columella	deutlich papillös	Pseudocolumella

Ich muß hier betonen, daß *S. Fröhlichiana* tatsächlich bloß eine Pseudocolumella hat, die bloß in einzelnen Kelchen durch Inkrustation einen stärkeren Eindruck macht. Im Dünnschliff fand ich jedoch keine eigenen Kalzifikationszentren. Dazu kommt jedoch noch die Pseudotheka, die bei *S. siderea* vielfach unterbrochen, stellenweise überhaupt nicht sichtbar ist.⁶⁾ Auch bei den anderen rezenten *Siderastraeen* ist eine

1) Vgl. T. W. Vaughan, Fossil corals from central America, Cuba and Porto Rico. Bulletin of the U. S. National Museum, Nr. 103, 1919. Den Hinweis auf dieses Werk verdanke ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Prof. Dr. J. Felix.

2) Nach Edwards u. Haime l. c. 1848, 4. Mém. S. 138 und l. c. 1857, S. 505. Blainvilles Gattung *Siderastraea* hatte einen größeren Umfang.

3) Nach Edwards u. Haime, Polypiers foss. d. terrains paléoz. 1851, S. 102 (Originaldiagnose) und l. c. 1857, II. Band, S. 526. Die späteren Diagnosen, z. B. von Duncan u. a. sind bloß gekürzt.

4) Vgl. Vaughan l. c. Taf. 122.

5) Vgl. Kühn l. c. Taf. I, Fig. 4.

6) Vgl. Vaughan l. c. Taf. 122, Fig. 1.

Pseudotheka nur undeutlich oder gar nicht wahrzunehmen, wie besonders die schöne Schliffabbildung von M. Ogilvie, Korallen der Stramberger Schichten, Taf. VIII, Fig. 3, zeigt. Auch Pratz findet, daß die Mauer bei *Siderastraea* schwach ausgebildet ist und knapp unter der Oberfläche verschwindet. Trotzdem sagt er: „Die einzelnen Kelche von *Siderastraea* sind mehr oder weniger scharf abgegrenzt, jedoch ohne Trennungsfurchen und erinnern an *Isastraea*. Diese Tatsache in Verbindung mit der außerordentlich massiven Entwicklung von *Siderastraea* bestimmen mich, letztere Gattung den *Astraeiden* etwas näher zu stellen.“¹⁾

Schon bei *S. pliocenica* Vaughan ist die Pseudotheka wesentlich deutlicher, bei *S. italica* und der weitverbreiteten *S. crenulata* fast ununterbrochen. Bei *S. Fröhlichiana* endlich ist sie höchstens durch Bohrlöcher unterbrochen (wie bei meiner Abbildung a. a. O.), an unbeschädigten Stücken dagegen ist sie vollständig. Immerhin bleibt sie in diesem einen Merkmale deutlich von *Isastraea* unterschieden, deren Wände durch die anliegenden Pseudotheken der benachbarten Kelche entstanden sind; dieser Umstand ist jedoch keineswegs bei allen *Isastraea* sichtbar. Es könnte daher wohl die einfache, kräftige Pseudothek der älteren *Siderastraea* durch Reduktion jener von *Isastraea* entstanden sein. Bedenken wir noch:

1. daß *Siderastraea* Poren (nach Vaughan l. c. S. 435) nur in den jüngsten Septen zeigt,²⁾ daß also dieses wichtigste Fungidenmerkmal nach dem biogenetischen Grundgesetze in der Entwicklung der Gattung ziemlich jung sein muß.

2. daß der Übergang vom kompakten zum porösen Skelett, woran man heute kaum mehr zweifelt, mehrfach, zu verschiedenen Zeiten und bei verschiedenen Gruppen vor sich gegangen ist,³⁾

3. daß *Isastraea* eine Gattung von außerordentlicher Variabilität darstellt und im Tertiär anscheinend plötzlich erlischt,

4. daß *Siderastraea* eben um diese Zeit beginnt,

so kann man wohl zu der Vermutung kommen, daß sich *Isastraea* außer in anderen Gattungen der *Eusmilidae* auch in der Fungiden-Gattung *Siderastraea* fortsetzen könnte.⁴⁾ Da diese Gattung, wie wir sahen, vom älteren Miozän⁵⁾ bis zur Gegenwart eine ununterbrochene Entwicklung des Skelettbaues vom eusmilidenähnlichen zum fungiden mit Reduktion der Pseudotheka, der Traversen und Auftreten von Poren (Reduktion der „einfachen Trahekel“⁶⁾ erkennen läßt, ist diese Vermutung zum mindesten nicht ganz unbegründet.

1) E. Pratz, Über die verwandtschaftlichen Beziehungen einiger Korallengattungen. Palaeontographica, Bd. XXIX, 1882, S. 115.

2) Bei *S. Fröhlichiana* fand ich überhaupt keine Poren.

3) Vgl. z. B. H. Gerth, Fossile Korallen von Buru usw. N. Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. 1910, Band II.

4) Dieser latente Gedanke verursachte das früher erwähnte Versehen.

5) *S. Fröhlichiana* stammt aus dem Grenzhorizont der Molter-Schichten, also Aquitanien—Burdigalien.

IV. Die Korallenfauna Ciliciens und der angrenzenden Gebiete.

Die von Schaffer gesammelten Miozänkorallen Ciliciens verteilen sich auf folgende Arten:

- Orbicella* nov. spec.
Lithophyllia spec. (cf. *ampla* Reuss)
Orbicella *Reussiana* E. H.
 „ *microcalyx* Felix
 „ *conoidea* Reuss
 „ *Defrancei* var. *cilicica* nov. var.
Cyphastraea *Schafferi* nov. spec.
Solenastraea *Ellisiana* (Defr.) Oppenheim
Siderastraea *crenulata* (Goldf.) E. H.
 „ *italica* (Defr.) E. H.

Daus¹⁾ zählt aus Cilicien folgende Arten auf:

- Cladangia* *conferta*
Orbicella cf. *Defrancei*
 „ cf. *delicata*
 „ *Reussiana*
 „ cf. *Rochetteana*
Solenastraea *Ellisiana*
 „ spec.
Prionastraea *Neugeboreni*
 „ *cilicica* Daus
Siderastraea *crenulata*.

Tchihatscheff (Fischer)²⁾ fand in Cilicien:

- Orbicella* *Defrancei*
 „ *Guettardi*
 „ *Reussiana*
 „ *Rochetteana*
Solenastraea *Ellisiana*
Septastraea *geometrica*.

Im übrigen Kleinasien fand Oppenheim:³⁾

- Orbicella* cf. *Defrancei*
 „ *Reussiana*
Solenastraea *Ellisiana*
Stylophora *raristella*
Acanthocyathus *windobonnensis*
Cladocora *granulosa*.

Broili fand bei Mar'asch:⁴⁾

- Orbicella* *Reussiana*
Siderastraea *crenulata*.

1) l. c. S. 445—449, 461—465.

2) l. c. S. 312—316.

3) l. c. 1918, S. 42—46, 65—70.

4) l. c. S. 43, 44.

Blicken wir in die weiter angrenzenden Gebiete, so finden wir in Armenien nach Oswald:¹⁾

Phyllocoenia grandistellata
 „ *Archiaci*
Astrangia cf. *princeps*
Phyllangia alveolaris
 „ *grandis*
Cyathomorpha conglobata
 „ cf. *gregaria*
Orbicella Defrancei
 „ *Güntheri*
Solenastraea Ellisiana
Cyphastraea turonensis
Prionastraea irregularis
Siderastraea crenulata
Stylophora subreticulata
Cladocora articulata
 „ *manipulata*
Stylophora subreticulata
Trochocyathus cf. *ariensis*
Goniopora polymorpha
 „ *leiophylla*
 „ *ramosa*
 „ cf. *Deshayesiana*
Porites polymorpha

In Persien finden wir nach Felix:²⁾

Orbicella cf. *Defrancei*
Cyphastraea Stahli Felix
Prionastraea irregularis
Goniopora Collegnoi.

Dazu fand Dietrich noch:³⁾

Orbicella cf. *Guettardi*
Cyphastraea distans
Turbinaria spec.
Porites spec.

Wenden wir unseren Blick nach Süden, so haben wir in Syrien nach Blanckenhorn:⁴⁾

Orbicella Guettardi
 „ spec.
Solenastraea cf. *manipulata*
Porites incrustans.

1) l. c. S. 437, 443, 446, 455.

2) l. c. 1910, S. 3.

3) l. c. S. 103.

4) l. c. 1890, S. 611.

Eine wesentlich reichere Korallenfauna finden wir erst im ägyptischen Miozän. Dieses führt nach Felix¹⁾ und Gregory:²⁾

- Stylina tetramera* Greg.
Lithophyllia spec.
Cladocora spec.
Cryptangia parasita
Orbicella ambigna
 „ *Defrancei*
 „ cf. *Defrancei*
 „ cf. *Guettardi*
 „ *Humphreysi* Felix
 „ *Mellahica* Greg.
 „ *microcalyx* Felix
 „ *Schweinfurthi* Felix
Leptastraea Barroni Greg.
Leptastraea cf. *Fröhlichiana* Felix?
Isastraea spec.
Cyphastraea turonensis
 „ cf. *Peroni*
 „ *obliqua* Felix
 „ *authophora*
 „ *chalcidicum*
 „ spec.
Narcissastraea cf. *typica*
Plesiastraea microcalyx Greg.
Acanthastraea hirsuta var. *megalostoma*
Solenastraea anomala Felix
Goniastraea halicora
Favia Humei
Prionastraea lyonsi Greg.
Calamophyllia crenaticosta
Cladocora spec.
Balanophyllia spec.
Dendrophyllia spec.
Stylophora asymetrica Greg.
 „ spec.
Stylocoemia tuberculata Greg.
Isopora lavandulina
Litharaea aegyptiaca Felix
Goniopora Collegnoi
 „ cf. *leptoclada*
Porites pusilla
 „ *incrustans*.

1) l. c. 1903, S. 4; 1904, S. 169—177.

2) l. c.

Wir sehen also im ganzen Osten des miozänen Mittelmeeres bis nach Persien eine ziemlich gleichbleibende verarmte Korallenfauna, der, wie schon Fuchs und Felix¹⁾ hervorhoben, indische Typen fast vollständig fehlen. Auch nach Westen scheint diese Fauna weit geherrscht und nur langsam an Formenfülle zugenommen zu haben, da die *Orbicella*-arten (besonders *O. Reussiana*, *conoidea*), *Solenastraea*, *Prionastraea* auch im griechischen, rumänischen und bosnischen Miozän vorherrschend sind, wenn hier auch schon andere Arten, auch Einzelkorallen auftreten.

Formenreicher wird die Korallenfauna in Ägypten. Hier ist bemerkenswert, daß außer der Sammelart *Orbicella Defrancei* und den ebenso unsicheren *Poritidae* keine einzige Art mit dem Wiener Becken gemeinsam ist, während Kleinasien und selbst Persien noch mit diesem gemeinsame Arten haben.

Ich habe bei dieser Zusammenstellung ganz außer Acht gelassen, daß die verschiedenen Miozänschichten kaum demselben Niveau entsprechen. Immerhin ist es auffallend, daß von den aufgezählten Korallen keine einzige für die erste Mediterranstufe charakteristisch ist, sondern daß jene, welche nach unseren bisherigen Erfahrungen horizontbeständig sind, der zweiten Mediterranstufe angehören.

Auffallend sind die geringen Beziehungen der Korallenfaunen des mediterranen Miozäns zu jenen des indischen Archipels, die in letzter Zeit besonders eifrig untersucht wurden.²⁾ Nach einer vorläufigen, wahrscheinlich nicht lückenlosen Zusammenstellung sind beiden Miozänmeeren gemeinsam:

Odontocyathus armatus Mich.
Trochocyathus latero-cristatus E. H.
Siderastraea crenulata (Goldf.).

Sehr nahe Verwandte haben beide Faunengebiete noch unter den *Ceratocyathus*-Arten, bei *Lithophyllia* (*ampla* Reuss — *grandissima* Felix) und *Acropora* (*lavandulina* Mich. — *var. inaequilatera* Fritsch). Ebenso groß ist die Zahl jener Arten, welche in älteren Tertiärschichten des Mittelmeergebietes (Eozän — Miozän) und in jüngeren (Miozän — Pleistozän) des indischen Archipels vorkommen:

Paracyathus procumbens E. H.
Trochocyathus latero-cristatus E. H.
Hydnophyllia daedolea Reuss — *malayica* Gerth
Phyllangia alveolaris Cat. — *imbricata* Gerth
Dendracis Haidingeri Reuss
Dendrophyllia digitalis Blainv.

1) l. c. 1910, S. 5.

2) Besonders von Felix und Gerth. Während des Druckes dieser Arbeit erschien noch: H. Gerth, Jungtertiäre Korallen von Nias, Java und Borneo. Leidsche geologische Mededeelingen. XI, 1925, S. 22, das ich bei der folgenden Zusammenstellung benutzte. Eine weitere Arbeit von Gerth: Die Bedeutung der tertiären Rifff Korallenfauna des malayischen Archipels für die Entwicklung der lebenden Rifff fauna usw. war mir beim Abschlusse der Korrektur noch nicht zugänglich.

Dagegen treten immerhin zwei Artenkreise des malayischen Miozäns in jüngeren Ablagerungen des Mittelmeergebietes auf:

Caryophyllia clarus Sciacchi — var. *javana* Gerth

Metastraea speciosa Felix — *aegyptiorum* E. H.

Dies spricht alles dafür, daß der Rückzug der Korallen in die äquatorischen Gebiete, der ja hauptsächlich während des Miozäns erfolgte, ziemlich langsam vonstatten ging.

V. Verzeichnis der häufiger zitierten Literatur.

- M. Blanckenhorn, Das marine Miocän in Syrien. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften. Wien, 1890.
- F. Broili, Geologische und paleontologische Resultate der Grothe'schen Vorderasienexpedition. Leipzig 1910.
- H. Daus, Beitrag zur Kenntnis des marinen Miocäns in Kilikien und Nordsyrien. N. Jahrbuch f. Min. Geol. Pal. Beil. Bd. XXXVIII, 1914.
- O. W. Dietrich, Zur Kenntnis des persischen Miozäns. Zentralbl. f. Min. Geol. Pal. 1918, S. 98—104.
- J. Felix, Korallen aus ägyptischen Tertiärbildungen. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1884.
— Korallen aus ägyptischen Miocänbildungen. Ebenda 1903, S. 1—22.
— Studien über tertiäre und quartäre Korallen und Rifffalke aus Ägypten und der Sinaihalbinsel. Ebenda 1904, S. 168—206.
— Über einige Korallen aus dem persischen Miocän. Sitzungsher. d. Naturforsch.-Gesellschaft. Leipzig 1910. S. 1—10.
— Über die Gattung *Phyllocoenia*. Centralbl. f. Min. Geol. Pal. 1925, S. 363.
- P. Fischer, Korallen in P. de Tchihatcheff, Asie mineure. Paris 1866—1869, Band V.
- F. Frech, Geologie Kleinasiens im Bereiche der Bagdadbahn. Zeitschr. d. D. geol. Ges. Band LXVIII, 1916.
- H. Gerth, Die Anthozoenfauna des Jungtertiärs von Borneo. Leiden 1923. Sammlungen des geologischen Reichsmuseums, Ser. I, Bd. X.
- J. W. Gregory, On a collection of fossil corals from eastern Egypt, Abu Roash and Sinai. Geol. Magazine, Decade V, Vol. III. 1906, S. 50—58, 110—118.
- F. Krumpholtz, Miozäne Korallen aus Bosnien. Verhandlungen d. naturf. Vereines Brünn, Band LIV, 1915, S. 26.
- O. Kühn, Die Korallen des Miocäns von Eggenburg. Abhandlungen d. geolog. Bundesanstalt Wien, Band XXII, Heft 3, S. 1—20. 1925.
— Sichtbarmachung fossiler Strukturen durch künstliche Färbung. Zentralblatt f. Min. Geol. Pal. 1925. Abt. B. S. 335.
- G. Macovei, Basenul terțiar dela Bahna. Anuarul institutului geologic Romaniei. Bucuresti, Vol. III. 1910, S. 57—164.
- H. Michelin, Iconographie zoophytologique. Paris 1840—1847.
- H. Milne-Edwards and J. Haime, Recherches sur les polypiers. Annales d. Sc. nat. 3. sér. Band X, 1848. Band XII, 1850.
— Histoire naturelle des coralliaires. Paris 1857—1860.
- P. Oppenheim, Das Neogen in Kleinasien. Zeitschrift d. D. geol. Ges. 1918. S. 1.
- F. Oswald, Geology of Armenia. London 1906.
- A. Philippson, Kleinasien. Handbuch d. region. Geologie, 1918.
- E. A. Reuss, Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Haidingers naturw. Abhandlung. II. Band, 1848.
— Die fossilen Korallen des österreichisch-ungarischen Miocäns. Denkschr. der Akademie der Wissenschaften. Band XXI. Wien 1871.
- F. X. Schaffer, Beiträge zur Kenntnis des Miocänbeckens von Kilikien. Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt in Wien. Band LI und LII, 1901—1902.
— Cilicia. Petermanns Mitteilungen. Ergänzungsheft 141. Gotha 1903.

Erklärung zur Tafel II.

Fig. 1. *Orbicella* nov. spec. Nat. Gr. Manascha Kale.

Fig. 2. *Cyphastraea Schafferi* nov. spec., gefärbt fotogr. Nat. Gr. Sarykawak.



Fig. 1.

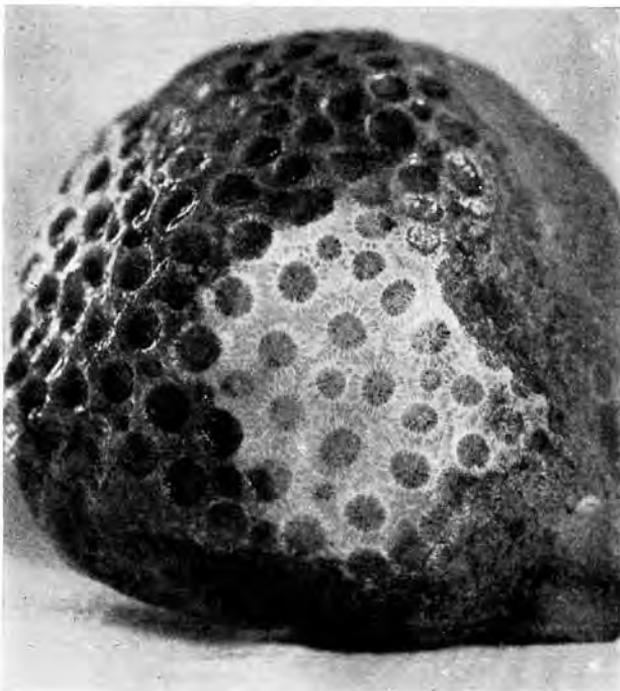


Fig. 2.

Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols.

Von Karl Krüse in Innsbruck.

VII. Mitteilung.

Die letzte Mitteilung über den Emanationsgehalt von Quellwässern in Tirol erschien im Jahrbuche der Geologischen Reichsanstalt vom Jahre 1914¹⁾. Außerdem enthalten die Verhandlungen derselben vom Jahre 1915 noch einen Nachtrag über die geologische Lage der starken Quelle im Felperbach(Siegreiter)-Graben am Steinacherjoch bei Steinach am Brenner, in welchem auch der Emanationsgehalt von fünf Quellen aus dem Diabasgebiete des Steinacherjoches bekanntgegeben ist, die im Herbste 1914 aufgesucht wurden und die sich wider Erwarten als nahezu inaktiv erwiesen.²⁾

Von dieser Zeit an waren weitere Untersuchungen durch die Kriegsjahre hindurch nicht mehr möglich und wurden erst im Jahre 1919 vom Verfasser neuerdings mit Beschränkung auf Nordtirol wiederum aufgenommen und bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt fortgesetzt. Nur einige wenige Quellen des folgenden Verzeichnisses befinden sich außerhalb des genannten Gebietes in der Gegend von Meran. Dieselben wurden im Frühjahr 1914 über Ersuchen der Gemeinde Mais gelegentlich des Baues einer neuen Wasserleitung untersucht, die Ergebnisse sind jedoch bisher nicht veröffentlicht worden.

Von den in der vorliegenden Abhandlung angeführten Quellen Nordtirols sind zwei bereits früher schon gemessen worden und wurden später zu Kontrollzwecken nochmals einer Untersuchung unterzogen. Es ist dies die bereits oben erwähnte starke Quelle am Steinacherjoch — die stärkste aller bisher in Nordtirol untersuchten Quellen — und die Heilquelle von Bad Mehrn bei Brixlegg, die in der Zwischenzeit neu gefaßt wurde und mit etwas über sechs Mache-Einheiten die emanationsreichste Quelle der Nordtiroler Bäder ist.

¹⁾ Bamberger und Krüse, Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1914.

²⁾ F. v. Kerner, Richtigstellung, betreffend die geologische Position der sehr stark radioaktiven Quelle im Siegreiter-Graben bei Steinach, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Nr. 6, Wien 1915.

Während in den früheren Jahren, insbesondere zu Beginn der Arbeiten, in erster Linie die Badequellen aufgesucht wurden, ließ sich diesmal der Verfasser hauptsächlich von geologisch-petrographischen Gesichtspunkten leiten, wozu ihm die neuen geologischen Spezialkarten der Geologischen Bundesanstalt in Wien — soweit eben solche bereits vorliegen — eine vorzügliche Handhabe boten. So wurde das Gebiet des Augengneises am Kellerjoch bei Schwaz, weiters das Gneisgebiet des Hochederstockes im Oberinntal und endlich die Umgebung von Mairhofen im Zillertal — von der allerdings eine Spezialkarte noch nicht erschienen ist — eingehend und nicht ohne Erfolg nach Quellen abgesehen.

In der folgenden übersichtlichen Zusammenstellung der Ergebnisse ist die Anordnung der früheren Mitteilungen beibehalten worden, jedoch wurden diesmal die Quellen nicht nach der Zeit ihrer Untersuchung, sondern in geographischer Ordnung gereiht, wodurch ein rascher Überblick ermöglicht ist. Außerdem wurde der Emanationsgehalt nicht nur wie bisher in „Mache-Einheiten“, sondern in einer weiteren Rubrik auch in „Curie pro Liter“ bzw., in „Eman“ = 10^{-10} Curie pro Liter ausgedrückt, da fast alle neueren Veröffentlichungen sich dieser Einheit bedienen und dadurch die angeführten Ergebnisse ohne weiteres mit denen anderer Forscher vergleichbar werden. Der Umrechnungsfaktor von Mache-Einheiten in Curie pro Liter beträgt theoretisch $3.64 \cdot 10^{-10}$; für das in Verwendung gestandene Meßverfahren mit dem Fontaktoskop ist jedoch noch eine Korrektur anzubringen, so daß der Faktor hier mit $4 \cdot 10^{-10}$ in Rechnung zu setzen ist. Dieser Wert ist auch experimentell mittels einer Radiumnormallösung bestimmt worden¹⁾.

Bei allen Quellen höheren Emanationsgehaltes wurde auch hier die „induzierte Aktivität“ durch Messung des Spannungsabfalls nach Entleeren des Wassers und Entfernung der Luft des Meßraumes in Abzug gebracht.

¹⁾ Mache u. Bamberger, Über die Radioaktivität der Gesteine und Quellen des Tauern隧nells und über die Gasteiner Therme, Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, Abteilung IIa, 1914.

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in °C	Gestein	Sauerstoffgehalt in	
					Maßeinheiten = 10 ⁻³ st. l.	Maßeinheiten = 10 ⁻⁴ Liter pro Liter
A. Oberinntal						
Bad Obladis bei Prutz.	19. Juni 1924	Kreßbrünnl	4.1	Gneis	1.6	7
Tullenau bei Prutz...	19. Juni 1924	Quelle neben der Kapelle an der Reichsstraße....	8.1	Tuff	1.2	5
Schönwies bei Imst..	4. Okt. 1925	Trinkwasserquelle des Dorfes	7.5	Partnachkalk	7.0	29
Nassereith bei Imst..	24. Mai 1925	Quelle beim See	8.0	Kalk	0.4	2
		Mühlsprung, Bachquelle ..	7.3	Dolomit	1.6	7
		Brunnwald, Quelle der Nassereither Trinkwasserleitung	6.0	Kalk	2.3	9
Habichen im Ötztal..	19. Mai 1915	Quelle in der Kohlstatt am Weg von Habichen zum Piburger See.....	5.0	Gneis	1.2	5
Haiming bei Silz	19. Mai 1924	Mühlberg, „Wasserle“	8.0	Glimmerschiefer	3.2	13
		Mühlberg, Scharmes-Quelle	7.0	Glimmerschiefer	1.8	7
Schloß Petersberg bei Silz.....	19. Mai 1923	Quelle beim Forstgarten bei Schloß Petersberg..	6.0	Muskovitgranitgneis	0.4	2
Silz.....	19. Mai 1923	Schwöbbrunnen	7.8	Glimmerschiefer		
		1. Probe			18.7	77
		2. Probe			18.9	78
Stamsertal bei Stams.	7. Juni 1925	Stamseralm:				
		Quelle beim Alphaus	3.9	Knotengneis	3.0	12
		Quelle beim Almkreuz (in der Mulde)	3.7	Knotengneis	1.8	7
		Quelle am Weg zur Alm zwischen 11. und 12. Kreuzwegstation	4.6	Glimmerschiefer	0.2	1
Pfaffenhofen bei Telfs	6. Mai 1923	„Lippenbrünnl“, Wasserleitungsquelle der Gemeinde Pfaffenhofen ...	6.0	Quarzphyllit	0.7	3
		Trinkquelle mit Auslaufrohr am Almweg oberhalb des Lippenbrünnls.	4.4	Quarzphyllit	0.13	1
	29. Juni 1925	Oberhoferalm, Quelle mit Holzrinne zwischen Oberhoferalm und Neuburgerhütte im Graben südöstlich der Alm....	—	Muskovitgneis	5.8	24
		Trinkwasserquelle der Neuburgerhütte mit Brunnen	—	Augengneis	2.3	9

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in °C	Gestein	Emanationsgehalt in	
					Maßeinheiten = 10^{-3} st. l.	Einheit = 10^{-3} l. pro Liter
Ranggerköpfl bei Oberperfuß	30. Nov. 1924	Quelle mit Brunnen auf der Pfaffenhofer Alm ..	—	Augengneis	1·1	5
		Krumpenbach-Alm am Roßkogel, Quelle auf der Almwiese im Graben unterhalb der Hütten ..	6·3	Schotter aus Gneis und Glimmerschiefer	9·0	37
		Riepenaste am Ranggerköpfl:				
		a) Quelle oberhalb des Almweges	5·0	Glimmerschiefer	5·1	21
		b) Quelle mit Brunnen unterhalb des Almweges	5·0		5·2	21
Sellrain	10. Mai 1925	„St.-Anna“-Quelle in der Wiese unterhalb der Straße	5·2	—	2·0	8
Fotschertal in Sellrain	10. Mai 1925	Quelle innerhalb Sellrain bei der Straßenbrücke auf der linken Talseite ..	3·8	Gneis	1·8	7
		Trinkwasserquelle mit Holzrinne am Talweg innerhalb der Brücke über den Seitenbach vom Windeck	1·5	Glimmerschiefer	0·6	2
Axams	11. Nov. 1925	Eisenwasser außerhalb der Brücke	2·2	Glimmerschiefer	0·4	2
		Quelle bei der Knappenhütte am Eingang ins Lizumtal	7·2	Glimmerschiefer	1·1	5
Birgitz	11. Nov. 1924	Quelle auf der Alpe Lizum auf der linken Bachseite außerhalb der Almhäuser	5·2	Kalk	1·0	4
		„Birgitz-Quelle“, Wasserleitungsquelle der Gemeinde Birgitz am Weg zum Adelfhof	5·8	Amphibolit	1·5	6
Götzens	20. Mai 1925	Quelle auf der Götzner Alm	5·0	—	0·6	3
		Quelle am Weg von Götzens zur Götzner Alm außerhalb der Schlucht (zirka 1200 m hoch)	5·0	Glimmerschiefer	4·3	18

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in °C	Gestein	Emissionsgehalt in	
					Menge in Litern = 10 ⁻³ l. l.	Radioaktivität = 10 ⁻¹⁰ Curie pro Liter
Nockhof bei Mutters..	31. Mai 1919	Quelle Sillenschmied, Trinkwasserquelle zum Nockhof.....	4.5	Glimmerschiefer		
		1. Probe			4.4	18
		2. Probe			4.4	18
Mutterer Alpe bei Mutters	15. Juli 1919	„Butterbrünnl“, Quelle mit Holzrinne unterhalb der Alm	5.0	Glimmerschiefer	3.8	16
		Wasserleitungsquelle zur Alpe.....	5.5	Glimmerschiefer	2.4	10

B. Wipptal und Stubai

Neder bei Neustift in Stubai	1. Mai 1925	Quelle bei der Ruetzbrücke beim Gasthaus Zegger..	6.0	Kalk	1.4	6
Schallersäge inner Neustift	1. Mai 1925	Quelle beim Forstgarten (rechte Talseite)	4.3	Gneis	2.0	8
Milders bei Neustift..	1. Mai 1925	Quelle am Weg von Milders zur Schallersäge.....	5.9	Glimmerschiefer	3.7	15
		Wasserleitungsquelle nach Milders innerhalb des Bichlhofes am Eingang ins Obernbergtal	7.0	Gneis	0.2	1
Maria Waldrast bei Matriei	14. Juni 1919	Quelle in der Wiese oberhalb der Kirche.....	4.6	—	3.0	12
		Quelle am Weg nach Matriei bei der 8. Kreuzwegstation	4.3	Glimmerschiefer	0.9	4
Eggerjoch bei Obernberg.....	10. Juni 1923	Oberste Quelle auf den Eggermähdern	3.8	Phyllit	2.6	11
Vinaders im Obernbergtal	30. Juni 1923	Quelle beim Staud.....	5.7	Chloritschiefer	0.0	0
Gries am Brenner...	18. Febr. 1917	Eisenquelle	—	—	0.7	3
Steinach am Brenner.	10. Juni 1923	Quelle am Weg von Plon zur Bergeralm (zirka 1200 m hoch).....	5.0	Kalkgerölle	0.8	3
		Starke Quelle im Felperbach(Siegreiter)graben am Steinacher Joch....	5.9	Phyllit		
		1. Probe		62.0	254	
2. Probe		57.0	234			

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in ° C	Gestein	Emanationsgehalt in	
					Mach-Lintheite = 10 ⁻³ st. l.	Barat = 10 ⁻¹⁰ Curie pro Liter
Eisenbahnstrecke Matrei—Patsch	5. April 1925	Quelle außerhalb des Matreier Tunnels in der Wiese am rechten Sillufer	7·7	Schotter	1·0	4
		Wasserleitungsquelle oberhalb der Unterkunftshütte bei 90·7 km	8·0	—	0·8	3
		Quellbassin am Wiesenhang bei 90·3 km	5·5	Schotter	0·2	1
		Alte Trinkwasserquelle zum Zugsmeldeposten bei 88·8 km	7·7	Phyllit	2·1	9
		Brunnen am Eingang zum Moser-Wiesen-Tunnel bei 86·9 km	7·0	Phyllit	0·4	2
Patscherkofel bei Patsch		Quelle des Brunnens beim Patscherkofel-Schutzhaus	3·2	Quarsphyllit	0·0	0
		Quelle des Brunnens auf der Lanser-Alm	3·1	Quarzphyllit	0·9	4

C. Unterinntal

Volderwald bei Hall	14. Mai 1923	Wasserleitungsquelle ober dem Kreuzhäusl bei der Brücke über den Lavirnbach	7·0	Quarzphyllit	1·7	7	
Pillberg bei Schwaz	16. Mai 1921	Wasser aus altem Stollen beim Hofe Katzenstall	9·0	Phyllit	0·4	2	
Grafenast (Rodelhütte) am Kellerjoch bei Schwaz	8. Juni 1919	„Bärenquelle“, bei der Rodelhütte in der Wiese entspringend	1. Probe	6·0	Kellerjochgneis	11·4	47
			2. Probe	5·0		11·6	48
		16. Mai 1921	„Silberquelle“ in der Wiese unterhalb der Rodelhütte entspringend (Trinkwasserleitung)	6·0	Kellerjochgneis	6·1	25

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in °C	Gestein	Emanationsgehalt in		
					Maßeinheiten = 10 ⁻³ St. L.	Carie pro Liter	
Grafenast (Rodelhütte) am Kellerjoch bei Schwaz		„Grattenbrünnl“, Brunnen im Walde außerhalb der Rodelhütte.....		Kellerjochgneis			
	16. Mai 1921	1. Probe	5·0		8·8	36	
	29. Juni 1924	2. Probe	6·0		8·4	34	
	29. Juni 1924	Quelle bei Grafenast, links vom Weg zur Loas....	8·0	Gneisgranitisches Kontaktgestein	12·4	51	
Nautzalpe am Kellerjoch	8. Juni 1919	Bachquelle unterhalb des Weges Grafenast—Loas bei der äußeren Almhütte	6·4	Phyllit	5·6	23	
		Kleine Quelle unterhalb des Weges Grafenast—Loas bei der inneren Almhütte	3·8	Phyllit	1·5	6	
Loas-Sattel am Kellerjoch	8. Juni 1919	Trinkwasserquelle zum Alpengasthaus Loas....	4·6	Chloritisches Quarzphyllit	3·9	16	
Pirchanger, Schwaz ..	27. Mai 1923	Wasser aus alten Stollen:		Metamorphe Schiefer			
		Hofstollen	8·0		1·7	7	
		Lochstollen	7·5		2·1	9	
		Johannesstollen	9·0		2·0	8	
Schwaz, Städtische Trinkwasserquellen a. d. Inntalseite des Kellerjochs	25. Mai 1920	Alte Trinkwasserquellen:					
		Münzenbodenquelle	5·1	Gerölle	2·2	9	
		Untere Breitlaubquelle..	4·2	Gneistrümmer	3·0	12	
		Unterste Zehnerkopfquelle.....	5·7	Schiefer	7·8	32	
		Mittelquelle	3·9	Gerölle	3·0	12	
		Hochwiesquelle	5·7	—	10·5	43	
	1. März 1921	Neue Trinkwasserquellen:			Schiefer		
		Oberer Pirknerastquelle	8·0		2·1	9	
		Untere Pirknerastquelle	6·0		0·6	2	
		Staudachastquelle.....	3·1		0·2	1	
		Mensnerquelle	6·0		0·2	1	

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in °C	Gestein	Emanationsgehalt in	
					Mach-Harbin = 10 ⁻³ st. l.	Emas = 10 ⁻¹⁰ Curies pro Liter
Proxenalpe am Kellerjoch	1. Juli 1923	Quelle auf der Proxenalpe	3·8	Kellerjochgneis	1·3	5
		Quelle bei der Jägerhütte unter der Proxenalpe am Mehrerkopf	4·8	Kellerjochgneis n. Phyllit	5·1	21
Schwaderalpe am Kellerjoch	13. Juli 1919	Wasserleitungsquelle zur Alpe	3·8	Kellerjochgneis		
		1. Probe			3·1	13
		2. Probe			3·2	13
		Bachquelle oberhalb der Wasserleitungsquelle ...	3·7	Kellerjochgneis	5·5	23
		Quelle am Weg zur Ulpenalpe	3·5	Kellerjochgneis	4·0	16
Bad Mehrn bei Brixlegg	10. Juni 1924	Badquelle	—	Kalk	6·2	25
Hopfgarten	20. Sept. 1925	Gesundheitsbrünnl in der Bachschlucht hinter dem Schießstand	7·8	grüne Tonschiefer	2·4	10
Hohe Salve bei Hopfgarten	20. Sept. 1925	Quelle mit Holzrinne im Walde unter der Kalbnalm am Weg nach Hopfgarten	7·0	Quarzporphyr-schiefer	3·5	14
		Wasserleitungsquelle auf der Filzalm	6·4	Paläozoischer Dolomit	1·4	6
		„Jordanbrunnen“ bei der Jordankapelle ober der Filzalm	5·1	Paläozoischer Dolomit	4·7	19

D. Zillertal

Finsingtal bei Fügen	31. Mai 1925	Quelle am Loas-Sattel, links oberm Weg (Zillertalseite)	5·1	Phyllit	0·3	1
		Pankrazberg, Quelle im Bachgraben innerhalb des Hofes Thaleck	5·7	Phyllit	1·5	6
		Pankrazberg, Wasserleitungsquelle am Weg außerhalb Thaleck	6·1	Phyllit	0·4	2

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in °C	Gestein	Eisengehalt in	
					Prote-Mengen = 10 ⁻³ st. l.	l. pro Liter
Zell am Ziller	28. Aug. 1924	Brunnen aus dem Stollen des Goldbergbaues am Hainzenberg a. d. neuen Gerlosstraße	7·5	Quarziger Schiefer	0·5	9
Gerlos, Schwarzachtal.	31. Aug. 1925	Quelle mit Brunnen auf der Schwarzachbüchelalm	9·0	Gneis	1·3	5
Gerlos, Wimmertal ...	31. Aug. 1925	„Zelachbrunn“, Bachquelle, im Hintergrund der Wimmertaler Alm entspringend	8·5	Mergeliger Kalk		
		1. Probe			9·7	40
		2. Probe			10·0	41
		Kleine Bachquelle bei den Sennhütten der Wimmertaler Alm	5·0	Mergeliger Kalk	2·8	12
		Quelle im Wald am Weg ins Wimmertal außerhalb des Almzaunes ...	7·0	Gneis	5·2	21
Mairhofen	28. Aug. 1924	Quelle der Trinkwasserleitung für Mairhofen in Einöd	8·8	Tuxer Grauwacke	7·2	30
	28. Aug. 1924	Trinkwasserquelle am Mariensteig in der Einöd bei der Zillerbrücke ...	9·7	Granatphyllit	5·9	24
	28. Sept. 1924	Quelle des alten Dorfbrunnens von Mairhofen am Weg nach Brandberg	8·3	Knollengneis		
		Wasser von der Auslauf- rinne:				
		1. Probe			29·4	121
		2. Probe			29·7	122
		Wasser von der Ursprungs- stelle im Fels:				
		3. Probe			31·7	130
	19. Okt. 1924	Wasserleitungsquelle zum Weiler Durst bei Mairhofen	8·1	Tuxer Marmor	1·3	5
	28. Aug. 1924	Wasserleitungsquelle für „Haus“ bei Mairhofen am Hauserberg	6·5	Gneisglimmerschiefer	14·2	58

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in °C	Gestein	Emanationsgehalt in	
					Maßeinheiten 10^{-3} st. l.	lira 10^{-6} litre per liter
Mairhofen	28. Sept. 1924	Hochdruckwasserleitungsquelle für „Straß“ bei Mairhofen am Hauserberg	6·6	Gneisglimmerschiefer	13·2	54
	28. Sept. 1924	„Dunkler Brunn“ am Hauserberg im Walde ober der Hauser Aste	4·5	Grauwacke (Quarzfeldspatgestein)	14·3	59
		1. Probe				
2. Probe	15·3	63				
Stilluptal	26. Aug. 1924	Bachquelle auf der Birner Aste (rechte Talseite) ..	6·4	Knollengneis	11·4	47
		„Lacknerbrunn“, große Bachquelle beim Gasthaus Lacknerbrunn	6·0	Glimmerschiefer und Gneis	16·1	66
		Kleine Bachquelle auf der Lackner Aste zwischen Weg und Bach	6·1	Knollengneis	14·6	60
		Bachquelle auf der Freihausaste (Nr. 190), auf der rechten Talseite unter Felsblöcken hervorbrechend	6·1	Gneis	3·0	12
		Bachquelle auf der Jergler Aste (Nr. 168), auf der rechten Talseite unter Gesteinstrümmern hervorbrechend	6·0	Gneis	3·4	14
Zillergrund	27. Aug. 1924	Wasserleitungsquelle zum Gasthaus in der Au ...	6·2	Gneis	0·0	0
		Wasserleitungsquelle in Häusling auf der linken Bachseite	5·8	Gneis	1·2	5
		Quelle in der Wiese der äußeren Nöblachalm vor Häusling	6·1	Gneis	6·5	27

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in °C	Gestein	Emanationsgehalt in	
					Mache-Einheiten = 10 ⁻⁵ st. R.	Curie pro Liter
E. Umgebung von Meran						
Passeiertal.....	7. April 1914	Quellen der neuen Maiser Trinkwasserversorgung im Passeiertal:				
		Quelle II, Stollenabschluß.	7·6	Gneis	1·1	5
		Quelle II, 4 m vor dem Stollenabschluß	7·5	Gneis	3·0	12
		Quelle I.....	7·0	—	1·0	4
		Quelle III/1 (30 m Stollen in Fels)	8·2	—	1·3	5
		Quelle IV/2.....	7·5	Schotter	2·0	8
		Quelle IV/3.....	7·3	—	0·3	1
		Schleitzquelle in Schweinsteg	9·0	Granitisches Kontaktgestein	1·5	6
Niederlana, Schloß Brandis	6. April 1914	Bachquelle an der Berglehne außerhalb Schloß Brandis	12·5	Porphyr	4·1	17

Zu den vorliegenden Ergebnissen mögen bezüglich der stärkeren Quellen noch folgende Bemerkungen angefügt werden:

Von den im Gehiete des Hochederstockes untersuchten Quellen liegt die weitaus stärkste, der sehr wasserreiche Schwebbrunnen (Schwöbbrunnen) bei Silz mit 19 Mache-Einheiten nicht in einem Gneisgebiet dieses Gebirgsstockes, sondern entspringt in einem nicht näher untersuchten, Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefer (Muskovitglimmerschiefer). Dieser reicht bis 1400 m Seehöhe und enthält ungefähr 200 m oberhalb der Quelle zwischen 1000 und 1100 m ein etwa 100 m mächtiges Lager von einem ziemlich hochkristallinen Augengneis, dessen Glimmer ebenfalls fast ausschließlich Muskovit zu sein scheint. Der Glimmerschiefer sowie seine Einlagerung von hellem Augengneis fallen steil gegen S. Eine Quelle mit nahezu 6 Mache-Einheiten bei der Oberhofer Alm am Hocheder entspringt direkt aus einer eben solchen Einlagerung von Muskovitgneis, während eine höher gelegene

bei der Neuburgerhütte an der Grenze des Glimmerschiefers mit darüberlagerndem Biotitgneis nur noch 2 Mache-Einheiten aufweist. Am Ostende des Gebirgsstockes auf der Krumpenbachalm am Roßkogel liegt noch eine kleine Quelle von halbem Emanationsgehalt des Schwebbrunnens in etwa 1900 m Höhe, die zweitstärkste der untersuchten Quellen des ganzen Gebietes, während zwei nahe beieinander entspringende Quellen auf der Riepenaste am Ranggerköpfl noch etwas über 5 Mache-Einheiten aufweisen.

Am Kellerjoch entspringen die emanationsreichsten Quellen im Gebiete der Grafenast (Rodelhütte) mit zirka 12, 11 und 9 Mache-Einheiten; dazu kommt noch eine Quelle der Schwazer städtischen Trinkwasserleitung, die Hochwiesquelle, mit über 10 Mache Einheiten. Diese entspringt zwischen dem Bruderwald und dem Egartboden am linken Ufer des Rappbaches in etwa 1200 m Höhe, also in nahezu derselben Höhenlage wie das Grattenbrünnl. Da die Quelle in einer Wiese ausgeht (Hochwiesaste), konnte das Ursprungsgestein nicht festgestellt werden, jedoch ergibt sich aus der geologischen Spezialkarte, daß sie ebenso wie die andern genannten Quellen dem Gneisgebiet des Kellerjochs angehört. Der Rücken Heiligenkreuz—Arzberg—Selds am Eck—Arbeser—Kellerjoch baut sich aus einigen großen gegen NW gerichteten und nach SO einfallenden Gneisschuppen und aus mit dem Gneis von unten herauf verzahnten Quarzphyllit auf, welcher hauptsächlich den von der Rückenlinie entfernteren, also tieferen Teil des Rückens einnimmt. Der Gneis — sogenannter Schwazer Augengneis, Kellerjochgneis — ist ein stark deformierter und herabmetamorphosierter Porphygranit, also ein Porphygranitgneis. Er setzt sich zusammen aus Mikroklin, Albit (bzw. Albit und Serizit), Pseudomorphosen nach basischem Plagioklas, Quarz, Biotit (oft in Chlorit und manchmal in Muskovit mit Rutilgitter umgewandelt), Chlorit (pseudomorph nach Biotit) und Calcit, neben welchem konstant in geringer Menge Apatit und Zirkon und meist noch Titanit, Zoisit, Epidot und Karbonat vorkommen. Der Quarzphyllit mit Quarz, Serizit, Chlorit und Albit als Hauptgemengteile und Epidot, Titanit, Rutil und Apatit als Nebengemengteile enthält in den vom Gneiskontakt untersuchten Proben ziemlich viel Turmalin.

Die genannten Quellwässer durchziehen den Gneis, könnten aber doch mit dem Phyllit in Berührung kommen, denn es liegt bei der Klüftigkeit des Gneises nahe, daß sie wenigstens streckenweise in dem unter dem Gneis aufsteigenden Quarzphyllit hinziehen. Jedenfalls ist aber der Umstand sehr bemerkenswert, daß alle Wässer, die in tieferen Lagen aus Stollen zutage treten — drei Quellen aus alten Stollen ober dem Pirchanger sowie eine Quelle am Pillberg, gleichfalls aus altem Stollen fließend (aus quarzitischem Schiefer) —, keinen bemerkenswerten Emanationsgehalt aufweisen; diese Tatsache kann allerdings auch auf Emanationsverlust infolge des langen Laufens des Wassers in den unzugänglichen Stollen beruhen.

Im Gneisgebiet auf der rechten Seite des Lahnachgrabens fanden sich nur ein paar Quellen von etwa halbem Emanationsgehalt der oben besprochenen (Jägerhütte unter der Proxenalpe 5 Mache-Einheiten, Schwader Alpe 6, 4 Mache-Einheiten); auch hier zeigen fünf bereits

früher untersuchte Quellen im Erbstollen unterhalb Schwaz, die aus Buntsandstein und Dolomit entspringen und deren Wasser unmittelbar an den Ursprungstellen entnommen werden konnte, nur sehr geringe Radioaktivität.¹⁾ Die Entfernung zwischen dem Erbstollen und dem Gneisgebiete rechts des Lahnbaches ist freilich in vertikaler wie in horizontaler Richtung eine sehr beträchtliche in Vergleich zu den Verhältnissen am Arzberg und Pillberg.

In der Umgebung von Mairhofen befindet sich eine Anzahl von Quellen mit beträchtlichem Emanationsgehalt; die stärkste davon mit etwa 30 Mache-Einheiten liegt ungefähr 1 km Luftlinie fast südlich des Dorfes am Wege nach Brandberg, wo dieser im Anstiege die erste Biegung macht. Sie stand vor dem Bau der neuen Wasserleitung als Trinkwasserquelle für den Dorfbrunnen von Mairhofen in Verwendung und liefert ungefähr 30 Liter in der Minute. Aus Knollengneis entspringend liegt sie nahe der Grenze gegen den Tuxer Marmorkalkzug von Mairhofen; aus letzterem kommt eine etwas nördlicher gelegene Wasserleitungsquelle für den Weiler Durst bei Mairhofen, die nahezu inaktiv ist (1·3 Mache-Einheiten). Die Grenze zwischen dem Gneis im S und Kalk im N zieht von hier über Brandberg zum Gamskopf, an dessen Hängen gegen den Zillergrund auf der Nesselrainer Alm alte Gruben auf Bleiglanz liegen; im Talboden außerhalb Häusling entspringt auf der rechten Talseite unter Gneisblöcken eine Quelle mit 6·5 Mache-Einheiten in der Wiese der äußeren Nößlachalm. Aus unmittelbarer Nähe dieser Quelle stammt eine jener Gneisproben, die von Becke einer chemischen Analyse unterzogen wurden, deren Ergebnis weiter unten mitgeteilt ist. Der genannte Kalkzug zieht dann in östlicher Richtung weiter durch die südlichen Seitentäler der Gerlos und im Wimmertale entspringt aus ihm der „Zelachbrunn“, eine ergiebige Bachquelle im Hintergrund der Wimmertaler Alm mit 10 Mache-Einheiten. Auf den Kalk folgen hier taleinwärts Quarzite, Augen-, Knoten- und porphyrische Gneise am Rande der Zentralgneismasse.

Jenseits des Zillers im S von Mairhofen liegen an der Lehne des Hauserberges drei Quellen mit nahezu gleichem Emanationsgehalt (13, 14, 15 Mache-Einheiten): die zwei Wasserleitungsquellen für die Ortschaften Straß und Haus zwischen dem Talboden und den Wiesen der Hauser Aste und über derselben in südwestlicher Richtung der „Dunkle Brunn“. Noch weiter gegen SSW folgen in ungefähr derselben Höhe wie dieser Brunnen im Stilluptal drei weitere Quellen; zunächst eine große Bachquelle auf der Birner Aste (rechte Talseite), dann die gleich mächtige Bachquelle „Lacknerbrunn“ und nahe dabei eine kleinere Bachquelle auf der Lackner Aste, die beiden letzteren auf der linken Seite des Tales (11, 16, 15 Mache-Einheiten). Auch am Eingang in die Stillup zieht der erwähnte Kalkzug von Mairhofen quer durch das Tal, dann folgen Augengneis und porphyrischer Gneis in enger Klamm, weiterhin bis zum Talabschluß die mannigfachen Gneisabänderungen des Zentralstockes.

¹⁾ Siehe VI. Mitteilung, l. c.

Es sei hier noch bemerkt, daß sich unter den bereits früher untersuchten Quellen im hinteren Zillertal (Mairhofen-Pfitscherjoch, Bad Hintertux) nur eine einzige mit einem den oben angeführten Quellen nahekommenden Emanationsgehalt findet, nämlich die Trinkwasserquelle des Gasthauses Grawand im Zemmgrunde (12 Mache-Einheiten). Dieses Tal liegt vom Eingang bis dorthin in Gneis, am Grawander „Schinder“, einer großen Talstufe, ziehen die eingefalteten Schiefer quer durch. In dem zwischen Stillup und Zemmgrund diesen parallellaufenden Floitenttal erreicht keine der vier untersuchten Quellen einen Gehalt von 3 Mache-Einheiten.

Zum Schlusse möge auch an dieser Stelle allen jenen der beste Dank ausgesprochen werden, die mit Rat oder Tat dem Verfasser beim Aufsuchen von Quellen behilflich waren. Ganz besonders aber gilt dieser Dank dem Direktor der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Herrn Dr. W. Hammer und seinem Fachkollegen an dieser Anstalt, Herrn Dr. Th. Ohnesorge, welcher letzterer mir in entgegenkommender Weise die wesentlichsten Angaben über die geologisch-petrographischen Verhältnisse vom Gebiete des Schwebbrunnens bei Silz, der Grafenast bei Schwaz und der starken Quellen in der Umgebung Mairhofens zur Verfügung stellte. Außerdem wurde auch der „Geologische Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen“ von Dr. J. Blaas bei der Abfassung der Arbeit als Grundlage für den geologischen Teil derselben benutzt.

Geologisch-petrographische Charakterisierung.

Von Dr. Theodor Ohnesorge.

I. Die Quellen: 1. Stillup (Lackneraste und Hauseraste), 2. Hauserberg, 3. am Weg von Mairhofen nach Brandberg (Länge $29^{\circ} 32'$, Breite $47^{\circ} 01' 40''$) liegen in einem und demselben Porphyrgnitgneiskörper — einem Gneisabschnitt, der ein Stück der nordwestlichen Randzone, der sogenannten Zillertaler-Venediger Granitgneismasse darstellt.

Die Gesteinsausbildung wechselt im Bereiche dieser Quellen, bzw. dieser Zone. Der Wechsel ist hinsichtlich seiner räumlichen Verteilung teils wegen seiner Häufigkeit, teils der Terrainverhältnisse wegen nicht genau bekannt.

Als solcher betrifft er — von aplitischer Durchaderung abgesehen — wohl hauptsächlich nur den Grad der Deformation und Metamorphose des Porphyrgnites.

Es gibt nun solchen mit noch teilweise ebenen Kristallflächen begrenzten mit gerundeten, ausgezogenen oder auch ganz auseinandergedrückten Feldspateinsprenglingen; letzterer gibt sich als ein feinkristallines ungleichkörniges Gestein.

In bezug auf den Umwandlungsgrad teilt er sich dann in solchen, bei dem sich mehr oder weniger Kalifeldspat, basischer Plagioklas und Biotit erhalten hat und der mehr dunkel und bräunlich ist, und in solchen, bei dem die Gruppe Kalifeldspat, basischer Plagioklas und

Biotit ganz oder stark durch die Gruppe Serizit und Quarz, Albit, Zoisit und Chlorit ersetzt ist und der licht, u. zw. grün oder grünlichgrau erscheint.

Allgemein sind bei diesem Porphyrgnitgneis Kalifeldspat und Plagioklas, Quarz, Biotit, Chlorit und Serizit Hauptgemengteile; neben diesen ist wohl sicher immer etwas Apatit und Zirkon vorhanden, überdies enthält er regelmäßig Titanit, Zoisit oder Epidot und mitunter wohl etwas Granat und Carbonat.

In zwei den Quellen ziemlich benachbarten Punkten — östlich vom Nesselrainer Bauer im Zillergrund und in der Dornaubergklamm — besitzt dieser Gneis folgende von F. Becke mitgeteilte Zusammensetzung (die aber, wie das Fehlen von ZrO_2 zeigt, unvollständig ist):

	Porphyrgnit- gneis östlich vom Bauernhof Nesselrain im Zillergrund	Serizitisierter Porphyrgnit- gneis aus der Dornauberg- klamm	Porphyrgnit- gneis vom Kellerjoch
Si O ₂	70·56	69·50	71·55
Ti O ₂	0·04	Spur	Spur
Al ₂ O ₃	15·33	15·14	12·28
Fe ₂ O ₃	1·61	0·92	1·14
Fe O	1·06	1·71	2·70
Mn O	Spur	Spur	—
Mg O	1·21	1·23	0·99
Ca O	1·73	2·56	0·93
Na ₂ O	2·75	2·28	4·31
K ₂ O	4·00	3·66	2·41
H ₂ O	0·91	1·90	3·52
CO ₂	1·04	1·28	—
P ₂ O ₅	—	—	—
	100·24	100·18	99·83

Literatur:

- F. Becke, Exkursion durch das Westende der Hohen Tauern, Führer für die Exkursionen des IX. internationalen Geologenkongresses, Wien, 1903.
— Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. Wien, 75. Band, I. Halbband.

II. Zu Schwaz: Der Rücken Heiligenkreuz—Arzberg—Seldsamm Eck—Arbeser—Kellerjoch baut sich aus einigen großen, gegen NW gerichteten (und nach SO einfallenden) Gneisschuppen und aus mit dem Gneis von unten herauf verzahnten (hauptsächlich den von der Rückenlinie entfernteren, also tieferen Teil des Rückens einnehmenden) Quarzphyllit auf.

Der Gneis (sogenannter Schwazer Augengneis, Kellerjochgneis) ist ebenfalls ein stark deformierter und herabmetamorphisierter Porphyrgnit, also ein Porphyrgnitgneis. Er setzt sich zusammen aus Mikroklin, Albit (bzw. Albit und Serizit, Pseudomorphosen nach basischem Plagio-

klas), Quarz, Biotit (oft in Chlorit und manchmal in Muskovit mit Rutilgitter umgewandelt), Chlorit (pseudomorph nach Biotit) und Calcit, neben welchem konstant in geringer Menge Apatit und Zirkon und meist noch Titanit, Zoisit, Epidot und auch Carbonat vorkommen.

Der Quarzphyllit mit Quarz, Serizit, Chlorit und Albit als Hauptgemengteile und Epidot, Titanit, Rutil und Apatit als Nebengemengteile enthält in den vom Gneiskontakt untersuchten Proben ziemlich viel Turmalin.

Die Wasser vom Grattenbründl und der Grafenast durchziehen den Gneis, könnten aber doch mit dem Phyllit in Berührung kommen, denn es liegt bei der Klüftigkeit des Gneises nahe, daß sie wenigstens streckenweise in dem unter dem Gneis aufsteigenden Quarzphyllit hincziehen.

Literatur:

Geologische Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Innsbruck—Achensee, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Blatt Innsbruck—Achensee. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Wien, Band 75, I. Halbband, enthält die Analyse des Kellerjochgneises mitgeteilt von F. Becke.

III. Der Schwebbrunnen bei Silz geht in einem von dieser Gegend nicht näher untersuchten Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefer (Muskovitglimmerschiefer) aus.

Dieser Glimmerschiefer reicht bis Höhe 1400 und enthält ungefähr zwischen Höhe 1100 und 1000 ein zirka 100 m mächtiges Lager von einem ziemlich hochkristallinen Augengneis, dessen Glimmer ebenfalls fast ausschließlich Muskovit zu sein scheint.

Glimmerschiefer wie seine Einlagerung von hellem Augengneis fallen steil gegen S.

Eklogit und Peridotit in den mittleren Öztaler Alpen.

Von Wilhelm Hammer.

Mit 9 Zeichnungen.

Unter den zahlreichen Amphibolitziügen, welche in die Gneise der Öztaler Alpen eingeschaltet sind, ist jener, welcher das Öztal zwischen Längenfeld und Sölden überquert, von besonderer Mächtigkeit und Ausdehnung und ausgezeichnet durch die Mannigfaltigkeit seiner Gesteinsarten.

Besonders ist es das Auftreten von Eklogit, welches ihn von den anderen Amphibolitziügen unterscheidet.

Der Eklogit gab den Anlaß, daß L. Hezner seine Gesteine einer eingehenden petrographischen Untersuchung¹⁾ unterzog.

Die Durchführung der neuen geologischen Aufnahme des Kartenblattes Öztal der österreichischen Spezialkarte gab Gelegenheit, seinen Umfang und seine Erstreckung genauer festzulegen und seine Lagerungsverhältnisse zu studieren und so die geologische Ergänzung zu der rein petrographischen Untersuchung Hezners beizubringen. Dabei konnte auch die petrographische Kenntnis dieser Zone erweitert werden durch die Auffindung von Peridotit und Marmor in ihrem Bereich, wenn auch in einer verschwindend kleinen Menge gegenüber den gewaltigen Massen von Amphibolit und Eklogit.

Über diese neuen Ergebnisse soll im nachfolgenden berichtet werden.

Verbreitung und Anordnung.

Der hier betrachtete Zug von Amphiboliten setzt am Rand des „Engadiner Fensters“ am Mathankopf mit wenigen, meist geringmächtigen Lagern ein, überschreitet das vordere Kaunertal südlich von Kaltenbrunn und erreicht unter zunehmender Mächtigkeit über den Gsahlkogel und die Rofelewand das Pitztal, das ihn in enger steilwandiger Talschlucht zwischen Piösmos und Neurur aufschließt. Das Hauptlager erreicht hier eine Mächtigkeit von ungefähr 1000 m und wird von mehreren, zum Teil auch bis 100 m und darüber anwachsenden Lagern begleitet. Zwischen dem Loibiskogel und der Hohen Geige überschreitet der Zug den Scheidekamm gegen das Öztal, in dem er zwischen Längenfeld und Sölden, beziehungsweise an dem östlich angrenzenden Sulztalkamm seine größte Entfaltung erlangt. In Querschnitten über den Sulztalkamm (siehe Fig. 3) mißt

¹⁾ Tschermaks Mineral. Mitteilungen, XXII. Bd., 1903, S. 437 u. 505 f.

man eine Gesamtmächtigkeit, einschließlich der schmalen Gneiszwischenlagen, von 4 bis 5 *km*; faßt man die Stellung als Antiklinale auf, so bleiben für den N-Schenkel immer noch 3 *km* (siehe diesbezüglich weiter unten).

Während die Amphibolite im Kaunertal und Pitztal in der Hauptsache ostwestlich streichen, erfolgt im Ötztal ein starkes Einschwenken gegen SO. Gerade beim Überschreiten der Talsohle zwischen Längenfeld und Huben knickt das am linken Talhang noch ostwestliche Streichen plötzlich in ein nahezu nordsüdliches bei Burgstein ab, so daß die Steilwand dieser Felsterrasse größtenteils dem Streichen gleich verläuft. Weiterhin bleibt das Streichen am Sulztalkamm vorherrschend in der Richtung NW—SO. Der Gebirgskamm folgt in seinem Verlauf dem Streichen der Schichten, so daß hier ein langer und hoher, mit Ausnahme der unteren N-Hänge ganz aus Amphibolit (und seinen Begleitgesteinen) aufgebaute Hochgebirgskamm zustande kommt mit aller Schroffheit und den düsteren Farben, welche diese Gesteinsart dem Gelände verleiht. Gleichzeitig erhält auch die längste und wildeste Talschlucht in den Ötztales Alpen, jene zwischen Huben und Sölden, durch den Amphibolit ihre besondere Art.

Die Längserstreckung der Zone vom Mathankopf bis zum Atterkar beträgt rund 26 *km*.

Im Kaunertal und Pitztal fallen die Amphibolite durchwegs gegen N ein mit wechselndem Neigungswinkel. Aus dem sehr flachen N-Fallen an der Sohle des Pitztals erheben sie sich am Geigenkamm zu fast senkrechter Aufrichtung. Vom Pollestal an ostwärts, am Perlerkogel, und in der Talschlucht des Ötztales beobachtet man im S-Teil der Amphibolitzone steiles S-Fallen, auch der südlich angrenzende Granitgneis des Grieskogels bei Sölden zeigt noch steiles S-Fallen. Der größere Teil des Amphibolites fällt aber auch im Ötztal steil nach N beziehungsweise NO ein. Man erhält dadurch das Bild einer Antiklinale, die aber nach beiden Seiten bald in ein isoklinales N-Fallen übergeht. Denn auch gegen O kommt an der Wilden Leckspitze und am Daunkopfkamm wieder das regionale N-Fallen zu Geltung.

Auch in den südlich angrenzenden Schiefergneisen stellt sich südlich Sölden wieder N-Fallen ein und hält bis Zwieselstein und weit ins Venter- und Gurgler Tal hinein an.

Eine antiklinale Umbiegung der Schichten ist nicht zu sehen, die Schichten bilden nur einen nach unten sich öffnenden Fächer, der auch durch eine in der Tiefe sich einschiebende Granitmasse, ähnlich jenen der Hohen Geige, der Wilden Leckspitze und anderer solcher benachbarter, zustande kommen könnte.

Trotzdem läßt die weitere Verfolgung der Lagerungsverhältnisse gegen W eher annehmen, daß wir es hier nicht mit einer einheitlichen Schichtfolge oder mit einer einfachen Antikline von stark einseitigem Bau zu tun haben.

Wie aus den heifolgenden Profilen (Fig. 1) zu ersehen ist, besteht zu beiden Seiten des Kaunertales eine Anordnung der Schichten, welche darauf schließen läßt, daß hier die Amphibolite eine große Mulde bilden, in deren Kern die Granitgneismassen des Schweikert und des

Roten Schrofens (mit dem Gamskopf) liegen. Beiderseits des Tales sieht man die Granitgneise hoch oben am Gehänge enden und die Schiefergneise in flacher Lagerung darunter durchziehen. An der linken Tal-

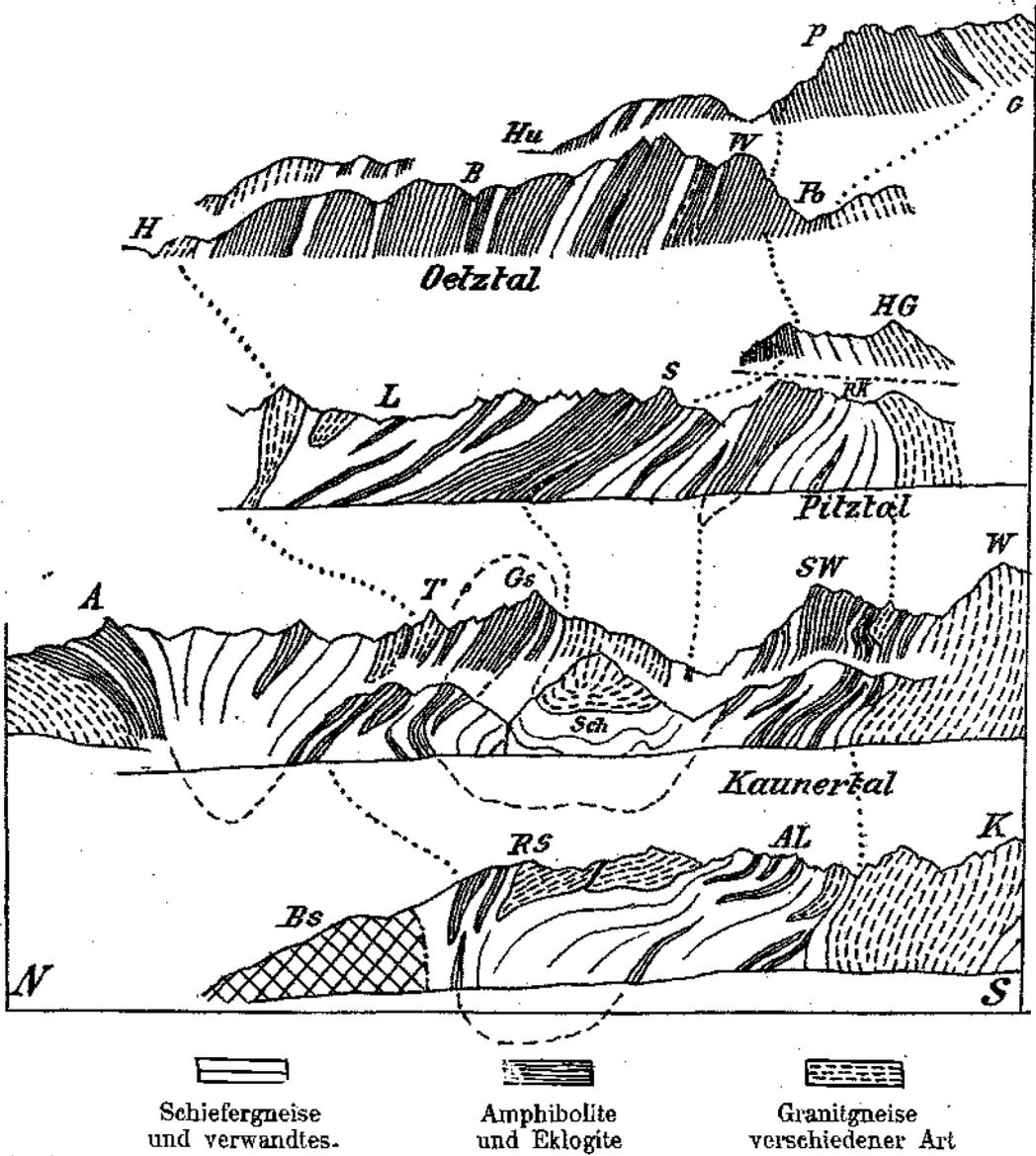


Fig. 1. *G* = Söldener Grieskogel. *P* = Perlerkogel. *Hu* = Huben. *Po* = Pollestal. *W* = Wartkogel. *B* = Breillehn. *H* = Hauertal. *HG* = Hohe Geige. *RK* = Rotes Karle (Verwerfung). *S* = Sturpen. *L* = Loibisalm. *W* = Watzespitz. *SW* = Schwabenkopf. *Gs* = Gsahlkogel. *T* = Tristkogel. *A* = Pitztaler Acherkogel. *Sch* = Schweickert. *K* = Kuppkarlespitze. *AL* = Alter Mann. *RS* = Roter Schrofens. *BS* = Bündnerschiefer.

seite ist die Mulde unten verengt und kein Muldenschluß im Schiefergneis zu sehen, während unter dem Schweickert die Gneise stark wellig durchziehen. Die Umbiegung der Amphibolite aus dem N-Fallen in der Hochregion des Gsahlkogels in steiles S-Fallen am Fuß der Talhänge läßt sie an der Muldenbiegung beteiligt erscheinen, so daß man

im Zusammenhang mit der petrographischen Übereinstimmung die Amphibolitzüge des Gsahlkogels und jene des Schwabenkopfs als Schenkel einer gegen S übergelegten Synklinale betrachten kann. Im Pitztal erscheint dann die Syncline noch stärker nach S überkippt und ganz geschlossen. Der S-Rand des vermuteten N-Schenkels der Syncline setzt sich vom Sturpen über den Hohen Kogel (N-Gipfel des Stockes der Hohen Geige) zum Wartkogel im Pollestal fort. Der Granitgneiskern ist schon im Pitztal nur in einem schmalen Keil noch zu erkennen, weiterhin verschwindet der ganze Gneisinhalt der Mulde, und die Amphibolite schließen sich im unteren Pollestal eng zusammen.

Die ganze Amphibolitmulde ist zwischen zwei steilstehende Granitgneiszüge im N und S eingeschlossen. Im N der schmalere Granitgneiszug Tristkogel (Kaumergrat)—Feuerköpfe (Geigenkamm)—Längenfeld, im S die großen Granitmassen der Kuppkarlespitze, der Watzespitze und der Hohen Geige (Fig. 2).

Durch das gegen O immer stärker werdende Überkippen der Amphibolitmulde stößt schließlich der S-Rand des N-Schenkels zusammen mit den N-Rand der südlichen Granitgneisschranke — die ganze Mulde gewissermaßen unter sich begrabend. Erst von hier an ostwärts schieben sich nun die südfallenden Amphibolitlagen des Perlerkogels zwischen Granitrand und Syuklinenrand ein. Man könnte sie also nur als eine jener Synklinale südlich angegliederte schmale und enggepreßte Aufsattelung ansehen, während der ganze „N-Flügel“ der Gesamtantikline im Ötztaler Profil dem N-Schenkel jener Amphibolitmulde entspricht, vermehrt um mehrere neue Amphibolitzüge, welche am Geigenkamm — am Loibiskogel, Hanerkogel und unter dem Gigelberg — beginnen und sich über das Öztal in den Sulztalkamm fortsetzen — stets im N von dem ostwestlich streichenden und steilstehenden Granitgneis wie von einer Mauer eingehegt. Diese Abschrägung der ganzen Amphibolitfolge läßt auf Störungen am N-Rand schließen. Abgesehen von kleineren Störungen, wie sie das unvermittelte Einsetzen der breiten Amphibolitmasse östlich des Gigelberges begleiten, kommt dies, wie ich im nachfolgenden zu zeigen versuche, in der Walzstruktur und der petrographischen Beschaffenheit der randlichen Teile der Amphibolitzone zum Ausdruck.

Ob das Neueinsetzen von Amphibolitziügen nur eine stratigraphische Bereicherung der Schichtfolge ist oder ob dabei auch tektonische Vielfältigkeiten mitspielen, kann nicht sicher entschieden werden. Bestimmte Anzeichen für letztere fehlen zwar, immerhin mahnen aber die dargelegten Lagerungsverhältnisse auch hier zur Vorsicht bei der Deutung als regelrechte Schichtfolge. Manchenorts, wie z. B. am Gamskogelnordgrat sind, auch auffällige Störungen in den nordfallenden Schichtfolgen zu sehen.

Die Schwenkung im Streichen, welche die Amphibolite im Öztal ausführen, machen auch die den N-Rand begleitenden Granitgneise mit bis zur Muschenschneid im obersten Sulztal. Die Granitgneise im S dagegen streichen bis Sölden (Kaisers) ostwestlich (mit nur schwachem streckenweisen Einlenken in WNW), und ebenso streicht der Granitgneis des Falderlaskogels und der Wilden Leckspitze nahezu ostwestlich (mit geringer Abweichung gegen WNW).

In dem Winkel der beiden zusammenlaufenden Streichrichtungen schrumpft die breite Masse der Amphibolite des Sulzkaumes rasch zusammen und findet im Atterkar größtenteils ihr Ende; nur ein schmales Band von Amphibolit zieht noch an der N-Seite des Wannenkogls bis zum innersten Winkel des Gletscherbodens im Sulzthal.

Der Granitgneis des Falderlaskogels keilt bei der Kaiserbergalm zwischen den Amphiboliten aus und trennt so den südlichsten Teil derselben ab: Der abgetrennte Teil ist die Fortsetzung der antikalinal gestellten Amphibolite des Perlerkogels, deren tektonische Selbständigkeit auch dadurch wieder bestätigt wird. Diese Amphibolite streichen nordwestlich ins Wüthenbachtal hinein und scheinen hier ebenfalls rasch zu enden zwischen dem Granitgneis des Falderlaskogels und jenem des Söldener Kogels, der die Fortsetzung des Grieskogel-lagers bildet. Ich habe das Wüthenbachtal nicht begangen und entnehme die Endigung der Amphibolite nur aus der alten Originalaufnahmskarte der k. k. geol. Reichsanstalt und nach dem Ausblick vom Falderlaskogel.

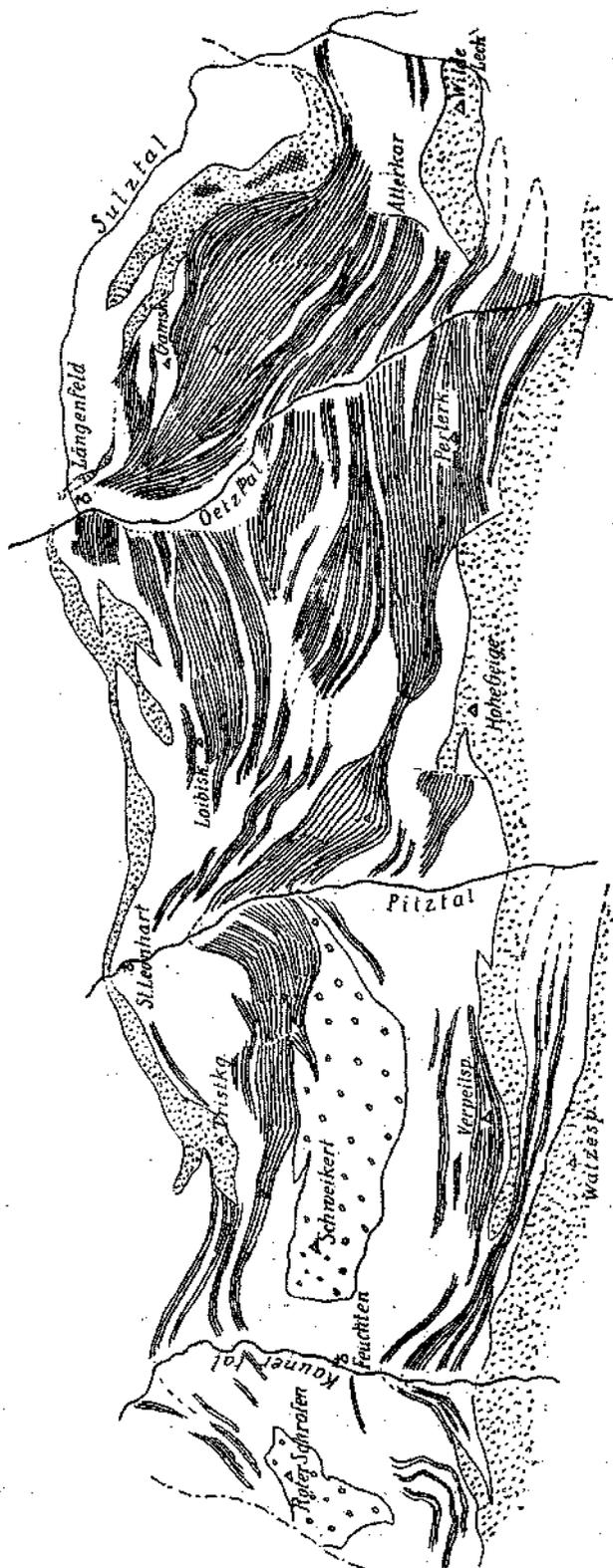


Fig. 2. Kartenskizze der Amphibolitzone des mittleren Ötztals. Schraffiert: Amphibolite und Eklogite; punktiert: die umschließenden Granitgneise; Ringel: Granitgneis im Muldenkern; weiß: Diluvium und Alluvium.

Das Ende der nordwestlich streichenden Amphibolite im Atterkar erscheint auch abgesehen von dem zusammenlaufenden Streichen der einschließenden Schichtzüge auffallend plötzlich: Der eine Begrenzungskamm Murkarspitz—Schönleiten des mit großen Blockmoränen erfüllten Kars wird ganz von Amphibolit und Hornblendebiotitgneiszwischenlagen aufgebaut, während der östliche Begrenzungskamm vom südlichen Atterkarjöchel an aus Schiefergneis und Granitgneis besteht, die überdies sehr steil südlich einfallen, während die gegenüberstehenden Amphibolite nördlich fallen. Es ist wahrscheinlich, daß hier eine tektonische Querstörung mit im Spiele ist, welche sich vielleicht am Roten Kogel bis ins Roßkar auf die Sulztalseite fortsetzt. In dem nordwestlich vom Atterkar liegenden Murkar und Toningkar sind ähnlich gerichtete nordnordost-südsüdwestlich verlaufende Störungen zu beobachten, an welchen man auch eine Schlepplung der Schichten gegen N bemerkt. Bis zum Roßkar konnte ich von N her den Verlauf der großen Längentaler Querstörung¹⁾ verfolgen, mit welcher die Granitgneismasse der Alpeiner Berge abschneidet gegen die Gneise des Seleskogels und der Sulzkögel. Sie verläuft von der Längentaler Alm im Sellrain entlang den Wänden des Lisenzer Fernerkogels zum Längentaler Joch und durch das Schrankar zur Amberger Hütte im Sulztal. In ihrer Fortsetzung liegen im Roßkar die intensiv ausgewalzten und verflasernten Angengneise, welche den Rundrücken zwischen Roßkar und Wannenkar einnehmen. Als weitere Fortsetzung gegen SO könnte unmittelbar die Störung im Atterkar angeschlossen werden.

Bei der Amberger Hütte und im Schrankar trennt der Längentaler Bruch das Gneismassiv der Sulzkögel und des Gaislehnkogels, mit scharfem Schutte und unter starker Mylonitisierung des Gneisrandes am Ausgang des Schrankars, von der an den Bruch herantretenden mächtigen Folge von Amphiboliten, welche den Schrankogel aufbauen. Besonders Granatamphibolite sind an derselben stark beteiligt, außerdem kommen Epidotamphibolite vor und Zwischenlagen von Biotithornblendegneisen, Granatplitzgneis und Biotitgranatgneis. Der oberste Teil des Berges und die NW-Wände bestehen fast ganz aus Granatamphibolit, vom Hohen Eck abwärts überwiegen Gneise.

Nimmt man an, daß an der submeridional verlaufenden und im Sulztal gegen SW abbiegenden Störungsfläche ein Vorschub des O-Flügels gegen N erfolgte, so lassen sich die Amphibolite des Schrankogels als Fortsetzung des Snitzalzuges auffassen.

Die Amphibolite des Schrankogels setzen sich mit OW- bis WNW-OSO Streichen über den Schwarzenberg ins oberste Stubaital hinüber fort.

Vielleicht stammt von hierher das von Cathrein²⁾ beschriebene Eklogitgerölle aus der Sill, dessen Ursprungsgestein A. Pichler als im Stubai anstehend bezeichnete. Die örtliche Feststellung des Vorkommens ist von der im Zuge befindlichen Aufnahme der Stubai Gruppe zu

¹⁾ Siehe Jahresbericht für das Jahr 1920, Verhandl. der Geol. Staatsanstalt 1921, S. 11, und Jahresbericht für das Jahr 1923, Verhandl. der Geol. Bundesanstalt 1924, S. 10.

²⁾ Verhandl. der k. k. Geol. Reichsanstalt 1889, S. 173.

erwarten und wäre für die Beziehung des Schrankkogelzuges zum Eklogit führenden Sulztalzug von Bedeutung.

Die Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten, welche den Amphibolitzug im mittleren Ötztal zusammensetzt, kann in folgende Typen übersichtlich zusammengefaßt werden: Feldspatamphibolite und ihre Spielarten, Granatamphibolite, Eklogite und deren Abkömmlinge.

Auf eine nähere Gesteinsbeschreibung derselben kann hier verzichtet werden, weil L. Hezner bereits eine solche in sehr eingehender und verlässlicher Weise gegeben hat. Sie bezeichnet als „gewöhnliche Amphibolite“ alle ohne diablastische Struktur und mit geringem oder fehlendem Granatgehalt, also vor allem die hier als Feldspatamphibolite bezeichneten Typen. Strukturell und nach dem geologischen Verband wird man auch den größten Teil der Granatamphibolite dazurechnen müssen, während die Kelyphitamphibolite im Sinne Hezners, d. h. die Kelyphitamphibolite mit diablastischem Grundgewebe, sich mit den Eklogiten verbinden.

Den weitaus größten Teil der ganzen Amphibolitzone nehmen die „gewöhnlichen Amphibolite“ ein, u. zw. beobachtet man hier, daß Granatamphibolit sich in geschlossener Masse im nördlichen Teil ansammelt; der Amphibolit an der O-Seite des Gigelberges und am Falderkogel, die nördlichen Seitenkämme des Sulztalkammes bis zu diesem selbst bestehen aus Granatamphibolit, während an der S-Abdachung des Sulztalkammes und am Hahlkogel, Breitlehnekogel die granatfreien oder granatarmer Typen vorwiegen. Gegen den S-Rand hin treten dann, am Perlerkogel, wieder Granatamphibolite stärker auf. Im mittleren Teil durchziehen zahlreiche schmale Gneisbänder die Amphibolite, teils Biotitparagneise, teils Orthogneise, die vielfach in sehr engem Verband und Wechsellagerung mit dem Amphibolit stehen. Die Paragneise entsprechen den ringsum verbreiteten Biotitplagioklasgneisen, die durch Zunahme des Glimmergehaltes und Abnahme der Feldspatmenge manchmal in Glimmerschiefer ähnliche Abarten übergehen. Am Sattelkopf südlich Huben begleiten Albitknotengneise den im Amphibolit steckenden Muskovitgranitgneis. Mitunter stellt sich in schmalen Schiefergneislagen zwischen granatfreien oder granatarmer Amphiboliten ein beträchtlicher Granatgehalt ein.

Als Orthogneise erscheinen in der Amphibolitzone glimmerarme, Biotitgranitgneise, welche oft in Aplitgneise übergehen und mitunter auch Granat führen (S-Hänge der Schöngartenspitze und des Laichkogels, Breitlehnojoch u. a. O.). Ein dunkler grobflaseriger Biotitgranitgneis steht am N-Grat des Perlerkogels an. Seltener sind Muskovitgranitgneise, wie z. B. der Pegmatitgneis am Sattelkopf bei Huben. Am N-Fuß des Perlerkogels steht ein Aplit an, welcher erbsengroße Granaten enthält, die von einem lockeren Kranz winziger schwarzer Hornblenden umgeben sind. (Im Dünnschliff erscheint die Hornblende skelettartig entwickelt, tiefbläulichgrün || c, hellbräunlich || a, sie umgibt den lichtrötlichen Granat kommt aber auch abseits davon in kleineren Fasern oder einzeln vor. Viel albitreicher Plagioklas, etwas Kalifeldspat mit wurmförmiger Durchwachsung durch Quarz.)

Häufig kommen Hornblendebiotitgneise und Hornblendegneise vor, in denen oft eine lagenweise Anreicherung der Hornblende zwischen dickeren Quarz-Feldspatlagen mit wenig Hornblende oder Biotit zu beobachten ist (z. B. Geigenkarlferner, Wartkogel, Breitlehkopf u. a. O.). Nicht selten stellt sich bei diesen Hornblendebiotitgneisen eine undeutliche Feldspatknotenstruktur ein. Durch Chloritisierung der dunklen Gemengteile ergeben sich grünliche, grobkörnige Chloritgneise.

Bei diesen Zwischenlagerungen kann möglicherweise auch sedimentäres Material beteiligt sein, vielleicht auch tuffiges Material und magmatisch verfeldspatete Paraschiefer.

Durchwegs herrscht Konkordanz und parallele Schieferung zwischen den Amphiboliten und ihren Zwischenlagerungen, auch bei den Orthogneisen kamen Quergriffe nicht zur Beobachtung.

Das Auftreten des Eklogits sowie des Peridotits und Marmors ist auf die randlichen Teile der Zone beschränkt.¹⁾

Am N-Rand habe ich Eklogite angetroffen am Loibiskogel, Hauerferner, am Kamm Falderkogel—Hauerkogel und im Grieskar (Gottsguter Tal), einen zusammenhängenden Zug bildend. Nördlich über ihm liegt noch ein Amphibolitlager am Loibis- und Hauerkogel und an der linken Ötztalflanke noch der Amphibolit des Gigelberges. Östlich der Talsohle setzt der Eklogit ganz am nördlichsten Rand der Amphibolite bei Bad Längenfeld und Burgstein ein. Ich konnte ihn von hier über die N-Seite des Gamskogels und weiterhin durch alle Kare an der linken Seite des Sulztales bis ins Sulzkar verfolgen. Er ist mit seinen Begleitgesteinen hier an den gegen N vortretenden schroffen Seitenkämmen (Kleines Kogele N-Grat, Hoher Kogel, Schwarzwanter) ausgezeichnet aufgeschlossen, desgleichen auch an den felsigen Karschwellen, wie im äußeren Reichenkar. Er hält sich hier stets an die äußerste Randzone der Amphibolite gegen den angrenzenden Augengneis. (Siehe die Profile Fig. 3.)

Der ganze Randstreifen wird von weißgebänderten Amphiboliten, feinflaserigen lichten Eklogitamphiboliten und Kelyphitamphiboliten gebildet; in ihnen treten die eigentlichen Eklogite in zahlreichen kleinen Linsen und Schlieren auf, die durch Übergänge mit der Umgebung eng verbunden sind. Nirgends bilden sie große geschlossene Massen.

Die reinen Eklogite sind durchwegs licht gefärbt, hellgrau mit blaßrosenroten und intensiv hellgrünen Flecken; die fleckige Farbe ist durch die nesterweise Zusammenscharung der Gemengteile hervorgerufen, gegenüber der unregelmäßig körnigen Struktur ist eine lagenweise Sonderung der Gemengteile oder ein ganz gleichmäßig feines Korn weit seltener.

Auch am S-Rand der Amphibolitzone sammeln sich Eklogite und deren Abkömmlinge an. Doch ist die Ausprägung einer eigenen Zone hier eine weniger deutliche. Es gehören dazu die Eklogite und Gefährten südlich von Aschbach an der Straße nach Sölden und am gegenüberliegenden Ufer, ferner fand ich solche am Grat südlich des Perlerkogels und am S-Rand der Amphibolite beiderseits des Pollestals.

¹⁾ Wenn L. Hezner die Meinung ausspricht, daß die Eklogite immer den Kern der „Amphibolitstöcke“ bilden, so liegt dieser Irrtum wohl darin begründet, daß sie die Eklogite nur im Talprofil Längenfeld—Sölden im Anstehenden kennenlernte, sonst nur aus Geröllen; allerdings trifft auch für dieses Profil die Annahme nicht zu.

Peridotit und Gangbildungen am Loibiskogel.

Das neuaufgefundene Vorkommen von Peridotit befindet sich am S-Abfall des Loibiskogels (3089 m), oberhalb des Hauerferners.

Aus dem beistehenden Profil (Fig. 4) ist die Gesteinsfolge dieses schönen Hochgipfels zu ersehen: Wir haben einen Zug von Biotit-schiefergneisen vor uns, beiderseits von amphibolitischen Gesteinen umschlossen. Im N reiht sich daran eine mächtige Intrusivmasse von feinkörnigem Biotitgranitgneis; außerdem ist in den mittleren Schiefergneiszug grauitisches Magna eingedrungen, das sich aber nicht in so geschlossener Mächtigkeit gesammelt hat, sondern sich mehr als eine intensive Durchträngung einzelner Teile des Sedimentgneises verbreitet hat. In einem Striche, der nahe unterhalb des S-Gipfels den Grat überschreitet, sammelt sich die Intrusion auch in geschlossenerer Form an, ist aber nur unscharf vom Schiefer abgetrennt und stark verschiefert.

Der Granit am N-Grat ist feinkörnig, parallel texturiert, ohne nennenswerte Kataklyse, mit mäßigem Gehalt an Biotit, viel Mikroklin und mäßiger Menge an albitreichem Plagioklas. Er gehört nach seiner Zusammensetzung und geologischen Einordnung dem Zug von Granitgneisen an, welche von St. Leonhart im Pitztal über die Feuerkögel und das Hauertal in das Längenfelder Becken streichen und die Amphibolitregion gegen N abgrenzen.

Wenn sein Rand auch im ganzen konkordant zur Schieferung der Nachbargesteine verläuft, so beobachtet man doch im kleinen an der Grenze Quergriffe des Granits in den Amphibolit und Umschließung von Gneis- und Amphibolitschollen durch den Granit.

Granitische und aplitische Gänge durchschwärmen die beiden Amphibolitzonen und nehmen hier eine besondere Ausprägung an (siehe unten).

Die Amphibolitzone, welche durch die Wände des N-Gipfels zieht, besteht aus dunkelgrünem, hornblendereichem Plagioklasamphibolit; die südliche Amphibolitzone, am Rand des Loibiskogels gegen den oberen Teil des Hauerferners, ist die Eklogit führende Randzone der von hier gegen S sich ausbreitenden Hauptregion der Amphibolgesteine, innerhalb welcher auch die übrige Umrandung des oberen Hauerferners liegt. Sie zeigt alle charakteristischen Bestandteile der Zone, wie man sie von hier bis ins Sulzkar allenthalben wieder antrifft. An dem vom Eis abgeschliffenen, kahlen Felsgehänge sind sie hier besonders schön zu studieren.

In dem Übergangsbereich der Bänderamphibolite in die nördlichen Kelyphitamphibolite und Eklogite stecken, weithin auffallend durch Farbe und Form, Linsen von Peridotit als runde Felsböcker von wenigen Metern Längserstreckung. Sie sind mit einer rauhen, rostbraunen Verwitterungsrinde von 0.5—1 cm Dicke überzogen, von massiger Struktur, ohne Bankung oder Schieferung. Das Gestein besitzt eine große Härte und Zähigkeit und erscheint im frischen Bruch feinkörnig und von dunkelgrüner Farbe; in einer heller grünen, feinkörnigen bis dichten Grundmasse glänzen kleine dunkle, glasige Körner von Olivin auf; locker verstreut beobachtet man einzelne schwärzliche, große Einsprenglinge ohne Kristallumgrenzung und von vollkommener Spaltbarkeit (Pyroxen).

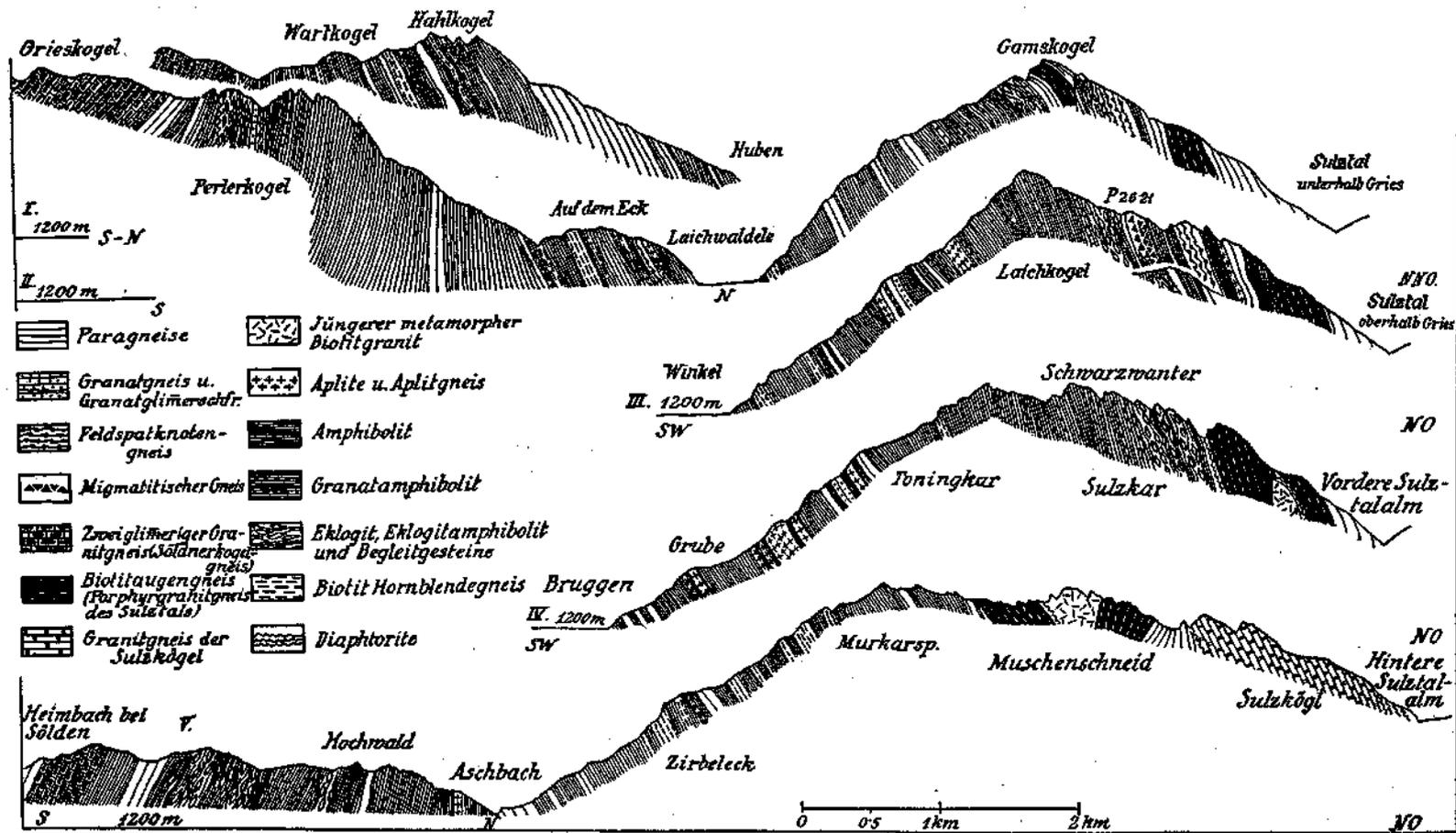


Fig. 3.

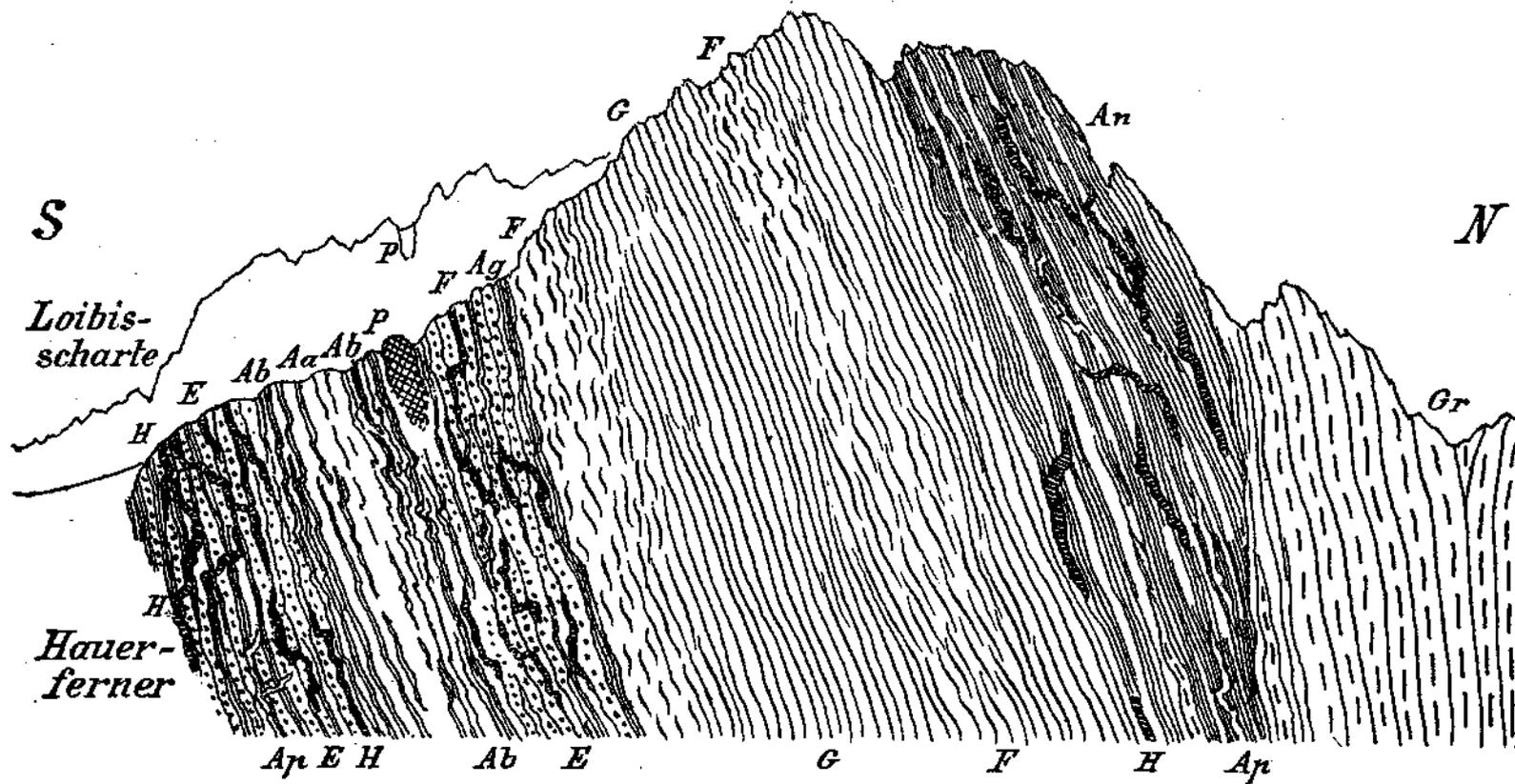


Fig. 4. Profil über den Loibiskogel (3089 m) 1 : 3570.

P = Peridotit. *E* = Eklogit und Eklogitamphibolit. *Ab* = Gebänderter Amphibolit. *Aa* = vorwiegend aplitische Zone des *Ab*. *Ap* = Aplitgänge. *H* = Hornblendepegmatit. *F* = Flasergneis (Granitgneis und Migmatit). *Gr* = Biotitgranitgneis. *An* = Dunkle Amphibolite. *Ag* = Dichter Granatamphibolit. *G* = Schiefergneis.

Im Dünnschliff sieht man viele große unregelmäßig, oft zackig umgrenzte Körner von farblosem Olivin (Charakter der Doppelbrechung negativ), eingebettet in einem feinkörnig-stengeligen Aggregat von sehr blaßgrün gefärbtem monoklinen Amphibol. Oft ordnen sich die Stengel radial zu den Olivinkörnern, greifen auch randlich kleinzackig in den Olivin ein; auch schalenförmige Durchschnitte von Olivin sieht man ausgefüllt damit. Pleochroismus des Amphibols ist kaum wahrnehmbar; Auslöschung bis zu 20°.

Stellenweise vergrößert sich das Korn der Amphibolaggregate und zeigt dann Querschnitte mit dem charakteristischen Spaltflächenwinkel der Hornblende. Wo die strahligen Rinden der Olivinkörner zusammenstoßen, ist oft ein Haufwerk winziger, stark lichtbrechender Körnchen angesammelt (Zoisit?).

Die großen Einsprenglinge zeigen sich im Schliff als rhombischer Pyroxen mit feinfaseriger Durchwachsung durch Amphibol und randlicher Umwandlung in solchen. Sie sind dicht durchstäubt mit feinstem schwarzen Erzstaub; das Erz sammelt sich auch in linearer Anordnung quer zur Faserung an. Der Rand des Pyroxens ist oft frei von Erz. Die rhombischen Pyroxene umschließen die anderen Bestandteile und greifen in unregelmäßigem Umriß zwischen sie ein.

Neben rhombischem Pyroxen ist in geringer Menge auch ein farbloser monokliner in kleinen Körnern vorhanden. Das opake Erz ist außer in den Pyroxenen ziemlich reichlich in rundlichen Körnern von bräunlich-schwarzer Farbe oder als feine Imprägnation wolkig im Gestein verteilt. Nur selten trifft man es auch in Klüften des Olivins, dessen Körner sonst frei von Einschlüssen oder von Serpentinbildung sind.

Eine Auszählung der Bestandteile ergab als Mittel aus mehreren Schliffen: 35% Olivin, 55% Hornblende, 8% Pyroxen, 2% Erz.

Die von Herrn Bergrat Dr. O. Hackl ausgeführte chemische Analyse ergab folgende Zusammensetzung:

SiO ₂	41.90	Gewichtsprocente
TiO ₂	0.55	"
ZrO ₂	0.02	"
Al ₂ O ₃	7.34	"
Cr ₂ O ₃	0.47	"
Fe ₂ O ₃	2.13	"
FeO	8.74	"
MnO	0.10	"
CaO	4.98	"
MgO	31.34	"
K ₂ O	0.54	"
Na ₂ O	0.64	"
Gesamt-H ₂ O	0.58	"
CO ₂	0.14	"
P ₂ O ₅	minimale Spuren	
Gesamt-S	0.17	Gewichtsprocente

99.64 Gewichtsprocente

Zur Chrombestimmung bemerkt der Analytiker Bergrat Hackl folgendes:

„Die Analyse zeigte im Filtrat von den Sesquioxyden eine so starke Gelbfärbung, daß gleich ein höherer Chromgehalt vermutet wurde. Da auch teilweise Fällung des Chroms eingetreten war, so wurden sowohl die bei den Sesquioxyden als auch im Filtrat befindlichen Chromanteile separat bestimmt, worauf unter Berücksichtigung des ersteren die Korrektur des Aluminiumwertes erfolgte. Hiezu war es notwendig, einige Untersuchungen über die Beeinflussung der Chromkolorimetrie auszuführen, ferner festzustellen, ob Chromoxyd bei der Pyrosulfatschmelze oxydiert wird und ob es bei der Manganbestimmung nach Hackl oxydiert wird und stört. Da letzteres der Fall ist, so wurde ein Verfahren ausfindig gemacht, um diese Störung zu umgehen, worüber an anderer Stelle berichtet werden soll. In einer Separatportion wurde die Gesamtmenge des Chroms kolorimetrisch bestimmt.“

Das spezifische Gewicht des Peridotits ist 3.29.

Der beträchtliche Gehalt an Cr_2O_3 läßt darauf schließen, daß das opake Erz Chromeisenerz ist. Der geringe Wassergehalt bestätigt das Fehlen der Serpentinbildung.

Die Analyse zeigt im allgemeinen das typische Bild des Chemismus eines Peridotits. Unter den in Rosenbusch' „Elementen der Gesteinslehre“ angegebenen Peridotitanalysen stehen ihr jene der Amphibolperidotite, besonders jene von Argein (Pyrenäen) am nächsten, wie dies bei dem starken Amphibolgehalt des Loibiskogelgesteins naheliegt.

Von den zentralalpinen Peridotit-, bzw. Serpentinvorkommen liegen verhältnismäßig wenig Analysen vor.¹⁾ Diese zeigen neben sonst sehr ähnlichen Werten durchwegs einen niedrigeren, unter dem Mittelwert für Peridotite (Rosenbusch, 4. Auflage) liegenden Gehalt an Tonerde und an Kalk als das Ötztaler Gestein. Nur der „Utschit“ vom Utschgraben bei Bruck a. d. M.²⁾ hat auch einen ähnlich hohen Kalkgehalt, aber sehr niederes Al_2O_3 und kommt insofern dem Ötztaler Gestein näher (dem Mineralbestand nach ist er abweichend zusammengesetzt). Sowohl jene der Muralpen und Niederen Tauern als jene der Hoben Tauern sind durchwegs Antigoritserpentine mit geringerem oder fehlendem Amphibolgehalt, die vielfach von Chlorit- oder Talkschiefern begleitet werden. Peridotite ohne Serpentinbildung sind, von untergeordneten Differentiationsschlieren abgesehen, unter diesen bisher nicht bekannt geworden. Nur die Olivinfelse des Sulzberges und Ultentales in Südtirol³⁾ sind teilweise nahezu frei von Serpentinisierung; Analysen hegen von ihnen nicht vor.

Es ist bemerkenswert, daß nicht nur die Serpentine in der Tauernschieferhülle (Stubachtal, Zillertal, Mölltal, Pfitschertal) und jene der Grauwackenzone (Paltental) dergestalt eine Art der Metamorphose zeigen,

1) Angel, „Gesteine der Steiermark“, Graz 1924, S. 137; Blaas, Nova acta Leop.-Carol., Akad. d. Naturf., 64. Bd., 1899; Hussak, Tschermaks Mineral. Mitteilungen 1883, S. 61; Granigg, Jahrbuch der k. k. Geolog. Reichsanstalt 1906, S. 392.

2) Stiny, N. Jahrb. f. Miner. 1915, Bd. I, S. 91.

3) Hammer, Zeitschr. f. Naturw., Jena 1899, 72. Bd.

welche der Grünschieferfazies¹⁾ entspricht, gleichlaufend mit den übrigen basischen Eruptivgesteinen dieser Zonen, sondern auch die dem „Altkristallin“ angehörigen Serpentine der Niederen Tauern (Hochgrößen, Klaffer, Prebergebiet) und der Gleinalm²⁾ und Stubalpe, wobei allerdings bei letzteren bereits sekundäre Tremolitbildung nebenbei eintritt. Bei dem Loibiskogelgestein erfolgt die Umwandlung ganz unter den Bedingungen der Amphibolitfazies (siehe nächstes Kapitel).

An der in der Mitte des Felsgehanges liegenden Linse wird der Peridotit von einer eigenartigen Gangbildung durchdrungen: als solche erscheint ein sehr grobkörniges Gestein von richtungslos körniger Struktur, bestehend aus Knollen von hellgelblichrotem dichten Granat (2—5 cm dick) und einem ebenso großen lichtgrünlichgrauen dichten Mineral, das sich bei mikroskopischer Untersuchung als farbloser, monokliner Pyroxen erweist (Auslöschungsschiefe der prismatischen Spaltstückchen 36—43°). Der Pyroxen ist dicht erfüllt von winzigen, rundlichen Zoisitkörnchen, ferner umschließt er kleine grüne Hornblenden, einzelne Rutilkriställchen und Titaneisen. Pyroxen und Granat sind voneinander getrennt durch Säume von grünlichschwarzer Hornblende, die auch zu größeren Nestern sich ansammelt. Im Dünnschliff sieht man den Granat umsäumt und an Klüften durchzogen von der karinthinarartigen Hornblende (|| c kräftig blaugrün, b blaugrün, a hellmoosgrün). Gegen den Pyroxen gehen die Säume in eine blaßmoosgrün gefärbte Hornblende über. Zur selben blassen Hornblendeart gehören auch die im Pyroxen eingeschlossenen kleinen Hornblenden. Am Granatrand stehen sie mehr oder weniger senkrecht zum Rand. Düll³⁾ berichtet von den Eklogiten der Münchberger Masse, daß die Pyroxene in der Berührung mit Granat in Karinthin übergehen, was auch für den vorliegenden Fall zuzutreffen scheint.

Dieselbe Gesteinsart, wie sie als Ader im Innern des Peridotits auftritt, ist auch an einer Stelle am Rand zwischen Peridotit und Amphibolit eingeschaltet und hier wie dort scharf abgesondert vom umschließenden Gestein. Zwischen Peridotit und Gangbildung schiebt sich bei dem randlichen Vorkommen noch ein dünnes Blatt von dickflaserigem Amphibolit ein. An anderen Stellen grenzt der Peridotit direkt an die Amphibolite.

Nach Zusammensetzung und Struktur kann man die Gangbildung als Eklogitpegmatit bezeichnen, von ähnlicher Art wie solche aus Norwegen (Selje) von P. Eskola⁴⁾ beschrieben wurden. Auch manche der als Mineralfundorte bekannten gangförmigen Mineralneubildungen in den Serpentin der Hohen Tauern, welche von Weinschenk⁵⁾ als postvulkanisch angesehen werden, sind ähnlicher Art.

Ein dem Peridotit vom Loibiskogel ähnliches Gestein steht in einer kleinen Felsklippe am unteren Rand des Hauerferners südlich von dem

1) In der von Becke (Tscherma's Mineral. Mitteilungen, 35. Bd., S. 224) erweiterten Form der Eskolaschen Definition.

2) Angel, Tscherma's Mineral. Mitteilungen, 38. Bd., 1925.

3) Geognostische Jahreshäfte, München 1902, S. 155.

4) Videnskaps-Selskabet's Skrifter, Kristiania 1921, Nr. 8, S. 48.

5) Abhandl. d. Bayr. Ak. d. Wiss. II. Kl., 18. Bd., 1894, S. 653 f.

Felskopf P. 2780 an, enthält aber viel mehr Hornblende und Pyroxen. Es gehört derselben Zone von Eklogit und Kelyphitamphibolit an wie das Vorkommen am Loibiskogel, die Zone setzt sich unter dem Gletscher nach dieser Seite fort.

Das Zusammenvorkommen von Peridotit und Eklogit ist von verschiedenen Gegenden bekannt, so vom niederösterreichischen Waldviertel, aus der Münchberger Gneismasse und aus Norwegen. Das Mengen- und Mischungsverhältnis ist an diesen Orten aber zumeist das umgekehrte: Im niederösterreichischen Waldviertel¹⁾ bildet der Eklogit kleine Linsen und Schlieren im Olivinfels, sein „Mineralbestand ist im wesentlichen eine Anhäufung derjenigen Minerale, welche im (umschließenden) Pyropolivinfels akzessorisch auftreten: pyropähnlicher Granat und ein oft durch Cr intensiv grün gefärbter, monokliner Pyroxen sind die Hauptgemengteile“. Die eklogitführenden Pyropolivinfelse sind an den Granulit gebunden. Durch den Mangel an Granat und die Umwandlung des Olivins in Hornblende steht der Peridotit des Loibiskogels mehr den Olivinfelsen nahe, welche den Gabbroamphibolit von Rehberg²⁾ (Waldviertel) begleiten, oder jenen von Wegscheid-Felling. Doch sind letztere nicht von Eklogit begleitet.

Auch in Norwegen³⁾ ist das Verhältnis beider Gesteine das umgekehrte wie im Ötztal, indem der Eklogit Linsen oder Bänder im Olivinfels bildet (sofern er nicht ganz abseits von ihm im Gneis vorkommt).

Eklogit und Peridotit stehen im Ötztal nicht in einem so engen und ungestörten syngenetischen Verband wie an den genannten Orten; der Peridotit ist hier wohl ein bei der ersten Erstarrung der basischen Magmamassen ausgebildetes Endprodukt der Differentiation, dessen Verschiedenheit von der übrigen Masse durch die späteren Matamorphosen, welche die anderen Gesteine stärker als den Peridotit verändert haben, noch gesteigert wurde.

Eine in gewissem Sinne dem „Eklogitpegmatit“ analoge Gangbildung beobachtet man in den Eklogiten und Amphiboliten beider Zonen solcher Gesteine am Loibiskogel.

Sowohl parallel zur Schieferung als auch sie durchbrechend werden diese Gesteine durchschwärmt von dezimeter- bis meterdicken Adern, welche sich aus schwärzlichgrüner Hornblende und weißem Feldspat zusammensetzen. Die Hornblendeprismen sind 2 bis 5 cm lang und 1 cm dick und ragen vom Rand des Ganges strahlig in den Gang hinein; die Zwischenräume erfüllt der derbe, grobkörnige Feldspat, der nach der Stärke seiner Lichtbrechung (1.54 [Eugenol] $> n > 1.526$ [Benzonitril]) und der zur vollkommenen Spaltbarkeit nahezu parallelen Auslöschung (Pulverprobe) zum Albitoligoklas gehört. Selten ist etwas Quarz beteiligt.

An den Felsen ober dem Hauerferner findet man einzelne Adern, welche hauptsächlich aus Hornblende und Klinozoisit bestehen.

¹⁾ Becke, „Das niederösterreichische Waldviertel.“ Tschermaks Mineral. Mitteilungen, 1913. S. 23.

²⁾ Marchet, Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wiss. Wien, 128. Bd., 1919.

³⁾ P. Eskola, l. c., S. 51.

Letzterer bildet Büschel plattstengeliger Kristalle von mehreren Zentimetern Länge und hellgraugelber Farbe. Die Pulverprobe zeigt gerade oder nahezu gerade Auslöschung der Stengelchen und Lage der Achsenebene quer zur Spaltung, bei großem Achsenwinkel, Härte 6 bis 7. Interferenzfarben im Dünnschliff blaugrau bis zitronengelb. Hornblende und Zoisit stecken in subparalleler Verwachsung ineinander und erscheinen gleichzeitig gebildet.

Durch allmähliche Abnahme des Hornblendegehalts in den Hornblendefeldspatgängen ergeben sich alle Übergänge bis zu hornblendefreien Apliten, bzw. Feldspatadern. Letztere verzweigen sich fein im Gestein und breiten sich zumeist entlang der Schieferung aus. Manchenorts tritt an ihre Stelle eine lockere Feldspateinsprengung auf in Gestalt von Nestern aus einzelnen rundlichen oder rechteckigen Feldspaten bis zu 1 cm Durchmesser.

Die Durchaderung der Amphibolitzone und die aplitische Durchdringung und Verfeldspatung im angrenzenden Schiefergneis sind gleicher Entstehungsart.

Das eindringende granitische Magma, bzw. seine Restlösungen scheinen also hier je nach dem Gestein, in dem sie vordringen, verschiedene Ausbildung anzunehmen, so daß im Amphibolit und Eklogit sich daraus durch Stoffaufnahme eine Art „Hornblendepegmatit“ entwickelt.

Das Eintreten von Hornblende in Aplit und Pegmatit beim Durchdringen von Amphiboliten hat bereits Reinhold¹⁾ an Beispielen aus dem niederösterreichischen Waldviertel aufgezeigt. Auch Duparc und Mrazec²⁾ beschreiben aus der Montblancgruppe Aplitgänge („granulite“), welche bei der Injektion von Amphiboliten Amphibol führend werden.

Am Loibiskogel ist die Beteiligung von Hornblende an den Gängen eine bedeutend größere.

Vielleicht kann auch die Gangbildung im Peridotit als eine gleichartige angesprochen werden, wenn es sich hier vielleicht auch mehr um ein Aufschmelzungsprodukt als um zugeströmtes Material handelt.

Bemerkt sei schließlich, daß nach den Angaben von Th. Ohnesorge³⁾ am Grat Loibiskogel—Hoher Kogel, unfern des Mitterkogels (Kar westlich des Loibiskogels), bis zu 1 m dicke Quarzgänge auftreten, welche die bekannten großen Cordieritkristalle (Pitztaler Cordieritpinit) enthalten. Sie wachsen von den Salbändern aus in den Quarz hinein. Ohnesorge führt den Tonerdegehalt dieser pneumatolytischen Gangbildungen auf Einschmelzung von Material aus den durchbrochenen Schiefem zurück. Die Cordieritquarzgänge erscheinen demnach als analoge Bildungen wie die Hornblendegänge am Loibiskogel.

Eklogit und Amphibolit.

In der amphibolitischen Zone am S-hang des Loibiskogels nehmen die eigentlichen Eklogite ihrer Masse nach nur einen geringen Teil ein.

¹⁾ Tschermaks Mineral. Mitteilungen 1910, S. 43.

²⁾ Mem. Soc. phys. hist. nat., Genf, 38. Bd., S. 149.

³⁾ Verhandl. der k. k. Geol. Reichsanstalt 1905, S. 181

Sie treten auch hier in kleinen Schlieren und Nestern von unbestimmter Umgrenzung auf, welche sich hauptsächlich in zwei Zügen ansammeln. Ihre Gesteinsbeschaffenheit ist die gleiche wie im Sulzthal oder bei Burgstein.

Der mittlere Teil der amphibolitischen Zone wird von Bänderamphiboliten eingenommen: Dünne Lagen von dunklem Amphibolit, bald weithin zusammenhängend, bald in kürzere Fläsern aufgelöst, wechseln tausendfach mit weißen feinkörnigen aplitischen Lagen. Letztere überwiegen streckenweise bei weitem an Menge gegenüber den Amphibolitlagen, so daß ein weißes Gestein mit locker verteilten, dünnen, dunklen Fläserchen vorliegt. Andernorts wechseln beide Gesteine in gleichmäßiger Menge ab in Lagen von Millimeter- bis zu Zentimeterdicke, wobei eine intensive

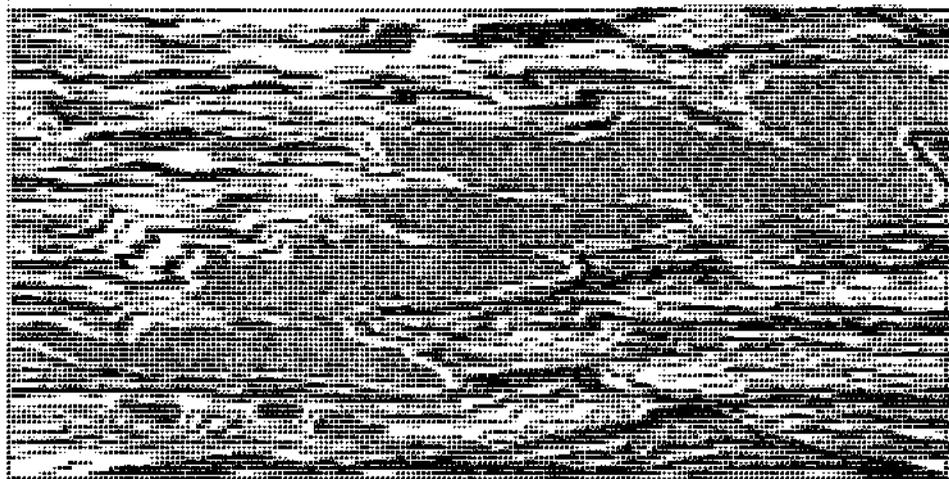


Fig. 5. Schollen dichten dunklen Amphibolites im gebänderten Amphibolit. Loibiskogel.

Kleinfältelung sichtbar wird. In diesem feingebänderten Gestein sind auch einzelne dicke Bänke eines dichten, dunkelgrünen Amphibolites enthalten, welche teils faltig geknickt, teils in Einzelschollen zerrissen und übereinandergeschoben sind (Fig. 5); auch aufgelöst in kleine rundliche Knollen schwimmen sie in dem feinfläserigen Gestein. Das Ganze bietet ein ausgezeichnetes Bild starker Durchbewegung unter hohem Druck und hoher Temperatur. Im Dünnschliff erscheinen die Amphibolitlagen sehr feinkörnig, ohne Kataklyse, mit kristalloblastischer Struktur. Die kleinen, kräftig grün gefärbten Hornblendekriställchen sind sehr unvollkommen parallel gerichtet und gehen in größere Aggregate mit Paralleltexur über; der Plagioklas ist lagenweise angereichert, im ganzen wenig. Titanit und Titaneisen sieht man vielfach, Granat fehlt in diesen Lagen.

Solche feingebänderte Amphibolite sind ein charakteristischer Bestandteil der ganzen Eklogitzone und wurden in allen Profilen vom Burgstein bis ins Sulzkar wieder angetroffen. Die Feinheit der Bänderung kann bis zu einer dichtgedrängten, feinen, parallelen Linierung (im Querbruch gesehen) herabsinken, andererseits sind immer auch wieder breite Bänder

zu sehen und mitunter auch quergreifende weiße Adern. Übergänge verbinden beide Formen. Auch die im Bänderamphibolit schwimmenden Schollen dickerer Bänke trifft man in den Sulztaler Profilen wieder, ebenso wie die starke Fältelung. Dazwischen finden sich einzelne Lagen mit sehr großen, strahligen Hornblenden und Granaten bis zur Kirschengröße oder auch großstrahlige Hornblendeschiefer, Lagen gewöhnlicher Granatamphibolite und alle Übergänge zu Eklogiten. Lebhafter Wechsel

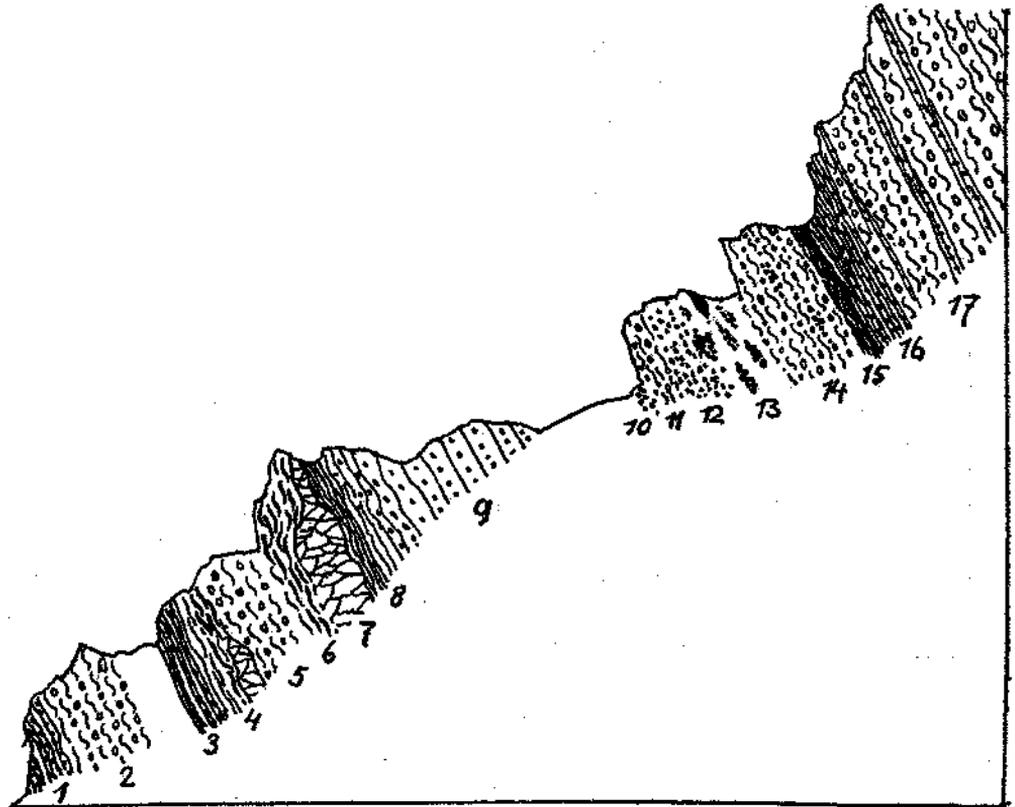


Fig. 6. Profil der Felswand beim Haus Nr. 65 (Jakob Keßler) in Burgstein.

1 = Granatamphibolit. 2 = Eklogitamphibolit, auch kleine Eklogitnester (?). 3 = Granatamphibolit. 4 = aplitische Ader, auslaufend in Flaseramphibolit. 5 = Kelyphitamphibolit. 6 = Flaseramphibolit. 7 = Muskowitfführender Aplit. 8 = schwärzlicher dichter Amphibolit übergehend in 9 = heller, gebankter Granatamphibolit. 10 = Eklogit. 11 = Kelyphitamphibolit. 12 = Eklogit mit ziemlich gleichmäßiger Verteilung der Bestandteile, 13 = schlierigknolliger Eklogit, an der Kante ein Nest von großstrahliger schwärzlicher Hornblende. 14 = Eklogitamphibolit und Eklogit. 15 = zerquetschter, diaphoritischer Schiefergneis. 16 = dunkler Granatamphibolit. 17 = Kelyphitamphibolit und Granatamphibolit.

des Gesteins ist überall herrschend. Als ein bequem zugängliches Beispiel zeigt Fig. 6 ein Teilprofil in Burgstein, die Flaseramphibolite sind im Burgsteiner Profil am Steig Burgstein — Brand gut zu sehen (Fig. 7). In größeren Ausmaßen und reichster Entfaltung zeigt das Profil des Hohen Kogel (Inneres Reichenkar) und der N-Grat des Laichkogels (Äußeres Reichenkar) die Verhältnisse, vorzüglich aufgeschlossen. Am Hohen Kogel erreichen die rein aplitischen Lagen stellenweise eine bedeutende Dicke.

Plagioklas und Zoisit oder auch von Chlorit und Epidot umhüllt. Schließlich verschwinden auch diese Reste und es verbleibt ein Gestein, das aus Fasern von diablastischem Hornblendegewebe und aus länglichen Nestern von Zoisit und Plagioklas besteht. Je weiter die Umwandlung vorschreitet, um so mehr wächst das Korn der Hornblende und auch des Zoisits und es zeigen sich alle Übergänge von kryptodiablastischen Struktur bis zu schlieren- und nesterweisen Anhäufungen deutlicher, kleiner, blaßgrüner Hornblendekriställchen, wobei auch der dem diablastischen Gewebe angehörige Feldspat sich in feinkörnigen Aggregaten ansammelt. Ebenso wächst der Zoisit zu längeren prismatischen Kriställchen an.

Während der unveränderte Eklogit richtungslos-massig struiert ist und auch im Dünnschliff nur selten Anzeichen einer Parallelrichtung einzelner Gemengteile aufweist, besitzen seine Umwandlungsprodukte eine ausgeprägt gerichtete, faserig-lagige Struktur: der Übergang von der einen zur anderen Struktur wird sich schwer anders als durch Auswalzung erklären lassen; stellenweise geht sie in lineare Streckung über.

Die Umwandlungsgesteine sind nicht kataklastisch (von örtlich beschränkten, späteren Zertrümmerungen abgesehen), das diablastische Gewebe und die Elemente der Umrindungen des Granats und rhombischen Pyroxens sind radial oder scheinbar regellos, jedenfalls nicht parallel zur Faserung geordnet (siehe auch die schönen Bilder in Hezners Abhandlung), erst bei den gröberkörnigen amphibolitischen Endformen ist eine Anpassung der Hornblenden an die Faserungslage bemerkbar.

Diese kristallinen Strukturen können sich kaum während der Durchbewegung entfaltet oder wenigstens nicht ihren Abschluß gefunden haben, sie müssen also ganz oder größtenteils erst nachtektonischen Alters sein, wobei die feinen Durchwachungsstrukturen ein Anzeichen dafür sind, daß die Umkristallisation unter bedeutendem Druck vor sich ging.

Die Hornblendepegmatitgänge am Loibiskogel sind ersichtlich jünger als die Umwandlung des Eklogits, da sie die bereits fertigen Eklogit-amphibolite durchdringen. Gleichen Alters sind auch die nicht seltenen kleinen Gänge von Pegmatit (Muskovitpegmatit) und Aplit, welche in den SulztaIprofilen die Eklogitamphibolite durchdringen, und sich durch ihre Glimmerführung, ihr gröberes Korn und die Form ihres Auftretens von den aplitischen Lagen und Adern der Bänderamphibolite unterscheiden. Auch in dem Burgsteinprofil kommen solche vor (siehe auch Fig. 6).

Alle diese sind die letzten Nachzügler einer viel stärkeren vorausgehenden granitischen Durchdringung des ganzen Zuges. Zu dieser dürfte auch die Intrusion granitischen Magmas in die Schiefergneise am Loibiskogel zu rechnen sein, welche jetzt in stark verflasertem Zustand vorliegt.

Die Hornblendepegmatitgänge zeigen aber keine Spur einer späteren tektonischen Bearbeitung im Gegensatz zur Walzstruktur der von ihnen durchschwärmten Eklogitamphibolite und auch zur Verflaserung der Granitgneise.

Das Ausgangsmaterial der gesamten Eklogite und Amphibolite bildet eine gewaltige Masse basischer Eruptivgesteine von gabbroidem oder diabasischem Charakter, deren chemische Zusammensetzung auf ihre

heute vorliegenden Abkömmlinge übergegangen ist. Es besteht kein Anhaltspunkt dafür, dem Ursprungsgestein der Eklogite ein verschiedenes Alter zuzuschreiben von jenem der Amphibolite, beide bilden heute einen geologisch einheitlichen Komplex. Auf die Frage, ob es sich bei der primären Fazies um Ergußgesteine oder Tiefengesteine oder beides handelt, soll hier noch nicht näher eingegangen werden; manche Umstände sprechen bei den Amphiboliten für effusive Bildung.

Ein Rest des primären Erstarrungsgesteins ist der Peridotit, welcher, von der Amphibolbildung abgesehen, seine primäre Zusammensetzung und Struktur beibehalten hat.

Eine Unterscheidung in Randzone und mittlerer Teil tritt erst in einer zweiten Entwicklungsstufe deutlich hervor, in welcher der größte Teil der ursprünglichen Gabbros oder Diabase sich in Amphibolit umgewandelt hat, während der Rest als Eklogit erscheint.

Für die Amphibolite ist die unmittelbare Herleitung aus Gabbros durch alle Übergänge ersichtlich geblieben. Hezner beschreibt Amphibolite mit echter Gabbrostruktur von Aschbach und Breitlehn (also aus dem mittleren Teil). Ich fand solche am Schwabenkopf.¹⁾ Bei den Eklogiten des Ötztales fehlen dagegen jedwede Übergangsglieder zu einem Gabbro oder Diabas, und es wäre daher möglich, daß sich schon primär Eklogit gebildet und bei der Metamorphose als solcher erhalten hat, wie dies P. Eskola²⁾ für die norwegischen Eklogite annimmt. Dabei wäre allerdings auch wieder zu erklären, wie die beiden verschiedenen Gesteinsfazies (Tiefenstufen): Gabbrofazies und Eklogitfazies bzw. mittlere und untere Tiefenstufe, sich nebeneinander in derselben geologischen Einheit bilden und bestehen konnten.

Anderwärts z. B. in der Münchberger Gneismasse, sind Übergänge von Gabbro zu Eklogit bekannt.³⁾ Auch hier wandelt sich ein Teil der Ausgangsgesteine unmittelbar in Amphibolit um — nach Düll der stärker granitisch durchtränkte —, der andere in Eklogit.

Aus dem niederösterreichischen Waldviertel beschreibt Marchet⁴⁾ ein erstes Stadium der Eklogitbildung aus gabbroidem Ursprungsgestein, dessen Weiterentwicklung zu Eklogit unterbrochen wurde durch Übergang in eine andere Fazies.

L. Hezner führt die Herausbildung des Unterschiedes von Eklogit, bzw. Eklogitamphibolit und „gewöhnlichem“ Amphibolit, welche sie als strukturelle Varietäten eines einheitlichen Gesteinskörpers bezeichnet, auf die Einwirkung verschiedener Tiefenstufen zurück, in welchen sich die ganze Masse befand. Bei der geologischen Einheitlichkeit derselben muß aber jeweils immer der ganze Körper in derselben Tiefenstufe sich befunden haben; die „gewöhnlichen“ Amphibolite befanden sich nie im Eklogitstadium, sondern sind unmittelbar aus Gabbro hervorgegangen, und die aus den Eklogiten entstandenen Amphibolite sind anderer Art als jene.

1) Verhandl. der k. k. Geol. Reichsanstalt 1917.

2) Videnskap-Selskaps-Skrifter, Kristiania. 1921, Nr. 8.

3) Düll, Geognostische Jahreshefte, München 1902, S. 65 ff.

4) Marchet, Tschermaks Mineral. Mitteilungen, 36 Bd., 1924, S. 248.

Es zeigt sich hier wie in manchen anderen Fällen, daß eine aus dem Mineralbestand abgeleitete Einordnung in bestimmte Tiefenstufen, besonders bei einzelnen Gliedern einer Gesteinsfolge, tektonische Folgerungen bedingen würde, welche mit dem geologischen Befund nicht in Übereinstimmung zu bringen sind. Es können eben aus dem Mineralbestand zunächst nur die Bildungsbedingungen des Gesteins erschlossen werden, die aber nicht nur durch die Tiefenlage des Gesteinskörpers während der Umwandlung, sondern auch durch andere örtliche Einflüsse (Intrusionen, Tektonik u. a.) bestimmt werden.

Die Ursache für die Absonderung der Eklogit führenden Randzone muß entweder in einer Verschiedenheit des ursprünglichen Erstarrungsgesteins (primärer Eklogit) und einer ihm eigenen Bestandsfähigkeit unter den geänderten Verhältnissen von Temperatur und Druck, welche sonst

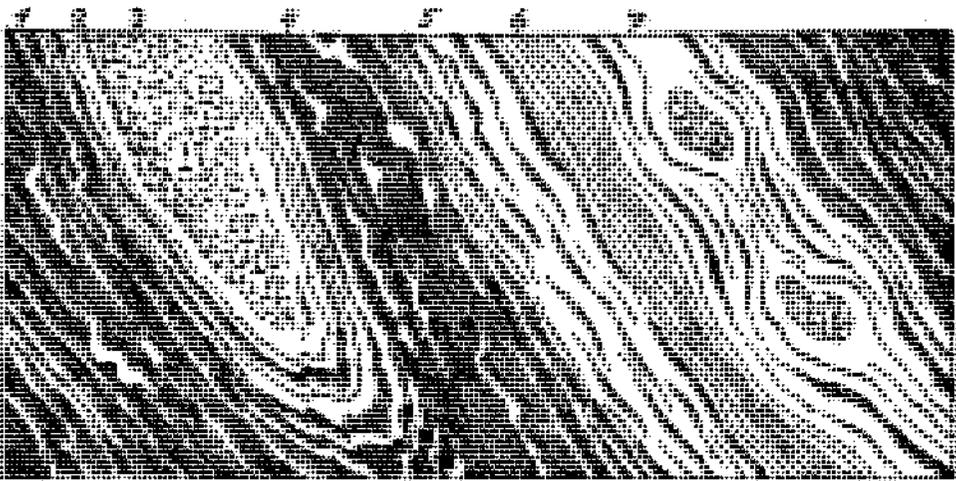


Fig. 8. Eklogit im Grieskar: 1 gebänderter Amphibolit mit Aplitadern, 2 streifig-lagiger Eklogit, 3 massiger hellbunter Eklogit, 4 dunkler Amphibolit mit Aplitadern, 5 grob weiß gefasertes Amphibolit, 6 feinflaseriger Amphibolit, 7 Eklogitknollen in Flaseramphibolit.

zur Amphibolithbildung führten, gesucht werden oder in einer späteren, auf diesen Rand beschränkten besonderen Einwirkung, welche die der unteren Tiefenstufe Grubenmanns entsprechenden Temperatur- und Druckverhältnisse, die Bildungsbedingungen der Eklogitfazies im Sinne Eskolas,¹⁾ schuf.

Als erzeugende Umstände hierfür können nun die Durchdringung mit granitischem Magma und gleichzeitig erfolgende starke tektonische Beanspruchung angesehen werden. Erstere liegt jetzt in der Form der aplitischen Bänderung und Äderung vor; die bei der Intrusion erfolgte Durchbewegung spricht sich in der Fältelung und den zerrissenen Schollen aus. Nach der Darstellung Dülls würde dort, wo die stärkste Durchdringung mit granitischem Magma stattfand — die aber im Münchberger Gebiet eine kieselsäurereichere, vorwiegend quarzige Injektion ist —, die Bildung von Amphibolit erfolgt sein, während die kompakteren, von der

¹⁾ Norsk geol. Tidskrift, VI. Bd., Heft 1—2, 1920.

Durchhäderung nicht oder wenig erreichten Kernteile der größeren Schollen sich in Eklogit umwandelten. Die Abwesenheit oder Seltenheit von aplitischen Adern in den Eklogitlinsen trifft auch für das Ötztaler Gebiet zu. Die Amphibolitisierung der dünnen Flasern und Bänder scheint mir hier aber besser durch eine spätere Umwandlung zu erklären zu sein, bei welcher die dünnen Lagen leichter der Metamorphose unterlagen als die massigen Eklogite. Dafür spricht auch die oft der diablatischen sich nähernde Struktur derselben.

Nach erfolgter Differenzierung in Randzone und amphibolitischen Innenbereich wurde erstere nochmals von starken tektonischen Bewegungen erfaßt und durchgeknetet. Diese Vorgänge drücken sich in der oben beschriebenen Struktur der Eklogitamphibolite aus.

Auch die Eklogite selbst zeigen stellenweise die tektonische Bearbeitung: so sieht man z. B. im obersten Grieskar (nordöstlich des Falderkogels) den Eklogit als Muldenkern in enggepreßtem und kleingefältelem Bänderamphibolit (Fig. 8), oder er erscheint in kleine, rundliche Knollen zerrissen, die perlschnurartig angereiht in den gleichen Begleitgesteinen stecken. Als Seltenheit sieht man andernorts (Alzenbach) auch im Eklogit selbst enge Faltenbiegung.

Die heute noch erhaltenen Nester und Schlieren von reinem Eklogit stellen nur mehr Reste des früheren Umfanges solcher Gesteine dar, sie sind zum größten Teil der oben angedeuteten Umwandlung in Eklogitamphibolit und Kelyphitamphibolit (im Sinne Hezners) anheimgefallen, welche schließlich als letzte Stufe zu einem dichten diablatisch struierten, granat- und pyroxenfreien Amphibolit führt. Die am stärksten tektonisch bearbeiteten Teile der ursprünglichen Eklogite, die ausgewalzten und verflaserten Bereiche, sind am stärksten der Umwandlung verfallen und ganz in die amphibolitische Form umgesetzt worden, die massigen sind Eklogite geblieben. Die heutige Form des Vorkommens des Eklogits in zahlreichen kleinen, unregelmäßigen Linsen und Nestern ist größtenteils auf die zweimalige Tektonisierung zurückzuführen.

Diese Phase in der Entwicklung des Gesteinscharakters ist bezeichnet durch die allgemeine Bildung von Amphibol aus den Mineralien der Eklogitfazies. Ebenso wie im Eklogit erfolgt auch im Peridotit der Umsatz des Olivins und Pyroxens in Hornblende. Auch die Bildung der Hornblendesäume zwischen Pyroxen und Granat in den Gangbildungen des Peridotits ist hierher zu stellen. In die gleiche Phase kann ferner die Bildung von Kelyphitrinden um Granat in den „gewöhnlichen“ Amphiboliten des mittleren Teiles gesetzt werden, denn auch in diesen tritt Kelyphitbildung ein, deren Wachstum schließlich zu einem Ersatz der Granaten durch Nester von diablatischem Hornblendefeldspatgewebe in einem normal kristalloblastischen Amphibolit führt, z. B. Söllberg im Pitztal, Sautens (Fensterstollen) u. a. O.

Nach Abschluß dieser Phase erfolgen neuerliche magmatische Eingriffe in Gestalt der Hornblende- und der Muskovitpegmatite und Aplitite.

In Beschränkung auf enger begrenzte Striche treten schließlich in der Randzone mehrfach noch tektonische Bewegungen ein, welche Quetschzonen erzeugen. Eine solche durchzieht auch das kleine Profil in Burgstein (Fig. 6), auch die aplitischen Lagen am Weg Burgstein—Brand sind

stellenweise mylonitisch. Serizitische Quetschschiefer begleiten am Perlerkogel den Eklogit, und Ähnliches ist an manchen Stellen der Sulztaler Profile zu sehen.

Kristalliner Kalk.

Zu den im vorstehenden geschilderten Kennzeichen der Eklogit führenden Randzone — granitische Durchhäderung, starke Durchbewegung, Peridotitvorkommen — gesellt sich als ein weiteres das Vorkommen von kristallinem Kalk, quantitativ fast ebenso geringfügig wie der Peridotit.

Im Anstehenden habe ich kristallinen Kalk in der Felsrinne des Alzenbaches (Graben an der linken Seite des Sulztales, gegenüber Unterlähm) beobachtet, wo ihn bereits A. Pichler¹⁾ gefunden hat. Rings umgeben von Amphibolit und Eklogit steht am unteren Ende der felsigen Schlucht, in ungefähr 2100 *m* Seehöhe, eine Marmorbank von etwa 2 *dm*

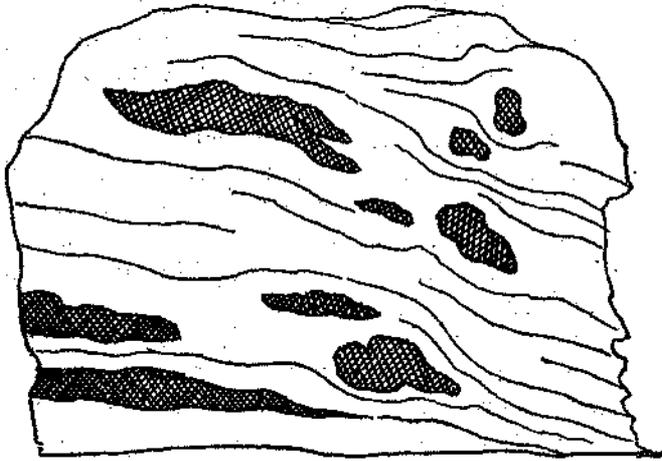


Fig. 9. Amphibolitschollen im Kalk am Alzenbach.

Mächtigkeit und 10 *m* aufgeschlossener Länge an, nordnordwestlich streichend und sehr steil östlich fallend. Das Vorkommen liegt nahe dem N-Rand der ganzen Amphibolitzone.

Der Marmor ist grobkörnig, von weißer, hellgrau gebänderter Farbe. Der im Inneren reine Kalkmarmor enthält an den Rändern reichlich Silikatminerale, vor allem Granat, dann Biotit und Quarz beigemengt. An einer Stelle sind rundliche und längliche Knollen von Amphibolit in den Marmor eingeknetet, scharf von ihm abgegrenzt, ohne Silikathöfe oder Übergänge (Fig. 9). Das östlich an den Marmor unmittelbar angrenzende Gestein ist sehr feinkörnig, lagig struiert und besteht aus Biotit, Quarz, Hornblende, Granat und Plagioklas; Erz, Epidot (Bestandteile nach der Menge geordnet). Der lichterötlichbraune Glimmer bildet einerseits großschuppige Nester mit wirrer Anordnung, andererseits parallelgerichtete Züge sehr kleiner Schuppen, welche sich aber gruppenweise schräg oder senkrecht darauf stellen. Ähnliche Biotitquarzgranatfelse reichen bis 5 *m* westlich und ein paar Meter östlich des Marmors. Eine

¹⁾ Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt 1864, S. 437.

biotitreiche Probe weiter entfernt vom Rand zeigt wieder große durcheinandergesteckte Schuppen des fuchsroten Glimmers und daneben ein feines Gewebe winziger Biotitschüppchen, vermengt mit Quarz. Die großen Biotite gehen randlich in das Gewebe über.

Die Biotitfelse zeigen keine Kataklyse. Gegen außen reiht sich nach beiden Seiten dichter Amphibolit an und weiterhin Eklogit. Im Amphibolit sieht man enge Zusammenfaltung, im Marmor ist eine bruchweise synklinale Verschiebung zu sehen. Vom südöstlichen Quellast der Schlucht reicht ein Keil von Biotitflasergneis bis nahe an den Kalk heran, ohne ihn ganz zu erreichen.

Zwei weitere Kalkvorkommen sind wegen Unzugänglichkeit des Anstehenden nur aus Blöcken bekannt:

Am östlichen Rand des Hauerferners, bei dem Felskopf P. 2780 und südlich davon, kommen unter dem Eisrand zahlreiche Geschiebe von Marmor hervor und haben sich durch Umschwemmung der Moräne auch bis zum Hauersee hinab verstreut. Es ist ein reinweißer, zuckerkörniger Kalkinarmor mit Einschlüssen von Quarzkriställchen. Eines der Geschiebe zeigte den Zusammenhang mit Amphibolit, andere umschließen kleine Fragmente des Gesteins. Da der den Ferner umschließende Bergkamm des Falder- und Reiserkogels ganz aus Amphibolit besteht und keinen Marmor sichtbar werden läßt, desgleichen auch der daran anschließende Loibiskogel (siehe obiges Profil), so steht der Marmor allem Anschein nach im Untergrund des Gletschers an. Das Vorkommen liegt also ähnlich wie jenes am Alzenbach, am Außenrand der Amphibolitzone.

Ein drittes Vorkommen fand ich im Polleestal, dicht am S-Rand der Amphibolitzone, in nächster Nähe des Eklogits am Grat südlich des Perlerkogels. Aus den obersten senkrechten Gratwänden südlich P. 2786 (sehr nahe dem S-Rand des Kartenblattes Ötztal) stürzen hier Blöcke kristallinen Kalks von z. T. sehr beträchtlicher Größe herab und lagern am Pollesbach bis zur vorderen Almhütte hinaus. Eine untergeordnete Störungsläche durchschneidet an der genannten Stelle den Schichtverband; an ihr werden die auf der O-Seite des Grates (oberhalb des Perlersees) beobachteten Amphibolite auf der W-Seite nahe der Grathöhe abgeschnitten und ein großer Keil von Gneis zwischen die Amphibolite eingeschoben. Die genaue Lage des Marmors im Verhältnis zu Gneis und Amphibolit konnte in den obersten, kaum zugänglichen Wänden auch mit dem Fernglas nicht festgestellt werden. Im Schutt des oberen Teiles der Rinne begleiten fast nur Gneisgerölle die Marmorstücke, so daß er wahrscheinlich entweder noch im Gneis oder an seiner Grenze ansteht. An den Blöcken sieht man ihn auch im Zusammenhang mit einem Biotitgneis, andere Blöcke zeigen als seine Grenzgesteine ein feinkörniges Aggregat von lichtgrünem Diopsid.

Der ziemlich grobkörnige Kalzitmarmor enthält besonders gegen den Rand hin Granat in erbsengroßen, hellrötlichen Knötchen und Quarz. Der Rand gegen den Gneis wird von einem Gemenge aus Epidot, Zoisit, Hornblende, Quarz und Rutil gebildet, in einem anderen Fall aus Diopsid.

Vielleicht läßt sich der im Granit der Muschenschneid im Sulztal eingeschlossene Magnesit¹⁾ als eine Karbonatscholle derselben Zone auffassen, welche von dem Granit aus der Tiefe emporgeschleppt wurde. Wie aus Fig. 3 ersichtlich, liegt der Granit der Muschenschneid sehr nahe dem Rand der Amphibolizone.

Die Umwandlung des Olivins im Peridotit des Loibiskogels in einen strahlsteinartigen Amphibol und der dementsprechend in der Analyse erscheinende große Kalkgehalt läßt sich entweder durch einen primären Kalkgehalt des Olivins erklären — wie ein solcher bei dem Olivin im Peridotit des Stubachtales nachgewiesen ist²⁾ —, oder man könnte daran denken, daß bei der Umwandlung des Peridotits aus solchen kleinen Marmorschollen wie jene unter dem Hauerferner CaO entnommen und zugeführt wurde.

In den Ötztaler Alpen kommen kristalline Kalke im „Schneeberger Zug“ und in den mutmaßlichen Äquivalenten der Laaser Schichten am Matscherkamm in großer Entfaltung vor.³⁾ Im ganzen „Altkristallin“ der Ötztaler Gruppe ist mir aber außer den aufgezählten drei Vorkommen nur ein winziges Vorkommen unreinen Marmors am Roten Schragen nördlich des Glockturms, in einer im Granitgneis steckenden Amphibolitscholle bekannt.⁴⁾

Es fällt daher auf, daß jene drei seltenen Vorkommen auf die Eklogitzone beschränkt sind und verleiht der Zone bis zu gewissem Grade eine stratigraphische Sonderstellung.

Man könnte zunächst die Tonalesschiefer⁵⁾ zum Vergleich heranziehen, da in diesen ebenfalls Marmor, Amphibolit, Olivinfels und Adergneise miteinander verbunden sind. Es fehlt aber den Tonalesschiefern der Eklogit völlig, wogegen die Marmore eine ungleich bedeutendere Rolle bei ihnen spielen. Die Ötztaler Eklogitzone ist in der Hauptsache eine Eruptivgesteinszone, die durch ihre Metamorphose charakterisiert ist, die Tonalesschiefer sind ein Komplex sedimentärer Gesteine mit Intrusionen von vorwiegend pegmatitischem Charakter. Auch im niederösterreichischen Waldviertel spielt der Eklogit eine ganz untergeordnete Rolle — als Aussonderung im Peridotit. Zudem enthalten die Eklogit führenden Zonen keine Marmore, und dem im O-Flügel auftretenden Zug großer Marmorlager, Amphibolite und Serpentine fehlt der Eklogit ganz (Becke, l. c.).

Etwas ähnlicher liegen die Verhältnisse in Norwegen, wo Eklogit, Peridotit und Marmor zusammen vorkommen, erstere beide als magmatische Differentiationen aus einer ersten Erstarrungsphase, eingebettet in einem Granitmassiv, der Marmor als einziger sedimentärer Rest umgeben von Hornblende- oder Augitgneis. Der Marmor steht nicht in unmittelbarer Berührung mit Peridotit und Eklogit (Eskola, l. c.).

¹⁾ W. Hammer, „Cordierit führende metamorphe Granite aus den Ötztaler Alpen“, Tschermaks Mineral. Mitteilungen, 38. Bd., 1925 (Becke-Festschrift), S. 82.

²⁾ Becke, Tschermaks Mineral. Mitteilungen, 14. Bd., 1894, S. 271.

³⁾ Erläuterungen zu Blatt „Glurns—Ortler“ der geologischen Spezialkarte, Wien 1912, S. 12f.

⁴⁾ Erläuterungen zu Blatt „Nauders“ der geologischen Spezialkarte, 1923, S. 17.

⁵⁾ Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt 1905, S. 5 f.

Mit dem Erreichen des Pitztals verliert die große Amphibolitzone ihre besondere Kennzeichnung durch die Eklogite, Peridotit und Marmor.

Dem Eklogit verwandte Gesteine finden sich aber im Pitztal noch in dem südlich der Hauptzone gelegenen Zug von Amphiboliten, welcher den Kaunergrat in der Richtung Lußbachtal—Madatschjoch überquert. Wie schon 1917 in den „Verhandlungen“, S. 217ff., beschrieben wurde, kommen hier Kelyphitamphibolite mit mikro- bis kryptodiablastischem Grundgewebe vor, welche gewissen Eklogitamphiboliten von Burgstein (Typus I von Hezner) nahestehen. Pyroxenreste wurden allerdings in keinem derselben mehr gefunden. Solche Gesteine findet man bei der Kaunergrathütte, an der Talstufe im Lußbachtal, in den Wänden der Madatschspitzen, am SO-Grat der Verpeilspitze und am Schwabekopf.

Das Vorkommen derartiger Gesteine bestätigt den oben auf Grund der Lagerungsverhältnisse angenommenen Zusammenhang als Teile einer Falte (Fig. 1).

Auch am Söllberg (nördlich des im Profil Fig. 1 getroffenen Acherkogels im Pitztal), also im nördlich angeschlossenen Muldenschenkel, kommt Kelyphitamphibolit vor, doch zeigt sein Grundgewebe keine diablastische Struktur, sondern die normale kristalloblastische Schieferstruktur wie die gewöhnlichen Amphibolite, es liegt daher kein Anhaltspunkt vor, ihn auf Eklogitamphibolit zurückzuführen.

Andererseits kommen außerhalb der Eklogit führenden Amphibolitzone auch Amphibolite mit mikrodiablastischem Grundgewebe vor, ohne Kelyphitbildung am Granat. So zeigt z. B. ein granatreicher Amphibolit vom Fundusfeiler (oberster Teil des Berges) dichtgedrängt große Granaten ohne Umrundung, eingebettet in ein mikrodiablastisches Grundgewebe mit Paralleltexur; aus demselben Zug von Amphiboliten hat Hezner bei Umhausen Kelyphitamphibolite beschrieben, in Wechsellagerung mit gewöhnlichen und gabbroiden Amphiboliten. Bei Proben von anderen Orten kann man alle Übergänge von diablastischem Grundgewebe durch Größerwerden des Kornes bis zu grobkörnigen Granatamphiboliten mit inniger, schriftragitähnlicher Durchwachsung von Plagioklas und Hornblende beobachten z. B. Graslehen im Pitztal.

Wo keine Reste von Pyroxen mehr vorhanden sind, kann eine Herleitung von Eklogit bei Granat- oder Kelyphitamphiboliten nicht verlässlich angegeben werden.

Kelyphitamphibolite ohne Reste von Pyroxen und mit diablastischem Grundgewebe von mittlerer Korngröße fand ich z. B. unter den Amphiboliten am Kamm zwischen Walder- und Waldeletal (Blatt Landeck) und auf der Eggeralm ober Zaunhof im Pitztal mit schönem strahligen Kelyphit und feindiablastischem Grundgewebe neben großen Hornblenden. Vielleicht liegen hier Abkömmlinge echter Eklogite vor, doch sind solche außerhalb der Längenfeld-Söldener Zone bisher nicht gefunden worden.

Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen.

2. Fortsetzung.

Von Otto Ampferer.

Mit 18 Zeichnungen.

In der 1. Fortsetzung dieser Arbeit — Jahrbuch 1924, Heft 1-2 — wurde die Hypothese aufgestellt, daß die mediterranen Faltschlingen durch ausgedehnte Verbiegungen von ursprünglich annähernd parallelen Faltensträngen entstanden seien, welche durch ein breiteres Mittelfeld voneinander getrennt waren.

Solche Verbiegungen sind nur möglich, wenn das Mittelfeld entsprechend durch mächtige Verengerungen und Verbreiterungen umgeformt wird, was wieder nur mit Hilfe von Unterströmungen ausführbar erscheint. Von diesem Standpunkte aus erkannten wir den gesetzmäßigen Wechsel von Verengerungs- und Verbreiterungszonen in dem Schlingenbild und sahen, wie die ersteren mit hohen Aufpressungen, die letzteren mit Versenkungen, Zerreißen und reichlichem Aufsteigen von Magmen in die Lücken verbunden sind.

Betrachtet man das Schema der mediterranen Faltschlingen nach Kober in Fig. 1, so liegen auch heute noch die höchsten Gebirgsaufpressungen innerhalb der Verengerungszone, ebenso wie die Versenkungen, Zerreißen und Vulkane die Bereiche der Verbreiterungszone einnehmen.

Ohne die Bedeckung durch das Meer würde der Gegensatz zwischen den geschlossenen Faltensträngen und der gewaltsamen Umformung des bald hochgepreßten, bald tiefgesenkten und aufgelockerten Mittelfeldes noch viel anschaulicher sein.

Nach dieser Auslegung tritt auch die einzigartige Stellung der Alpen innerhalb der ganzen mediterranen Faltschlingen als engste Zusammenstoß- und Verschweißungsstelle in wunderbarer Klarheit vor unser geistiges Auge.

Nur hier kommen sich die zwei großen Faltenstränge auf eine längere Strecke derartig nahe, daß man von einer symmetrischen Anlage reden kann.

E. Sueß hat zuerst den tiefen Schnitt erkannt, welcher die Südalpen von den Zentral- und Nordalpen scheidet.

Er dachte indessen ebenso wie Kober nicht an große Verschiebungen im Streichen.

Mit der Umformung des Mittelfeldes zwischen den sich verbiegenden Faltensträngen ist das ganze Bewegungssystem aber noch lange nicht erschöpft.

Es ist dazu auch noch die entsprechende Mitwirkung der Außenfelder nötig, welche die Faltenstränge im N und im S begleiten.

Diese Mitwirkung ist indessen nur noch in größeren Umrissen nötig, und wir sehen auch, daß die Faltenstränge tatsächlich weithin, z. B. über ihr nördliches Vorland hinausgewandert sind.

Wir haben also nicht nur die Umformung des Mittelfeldes, sondern bis zu einem gewissen Grade auch noch diejenige der Außenfelder im Zusammenhang mit den Verbiegungen der leitenden Faltenstränge zu betrachten.

Wie ich schon im September 1924 bei dem Vortrag über die Tektonik der Alpen anlässlich der 88. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte in Innsbruck hervorgehoben habe, wird dadurch das Ausmaß der zusammengehörigen Umformungen bereits so groß, daß es sich wohl um „Kontinentdeformationen“ handelt. Hier ist es angemessen,

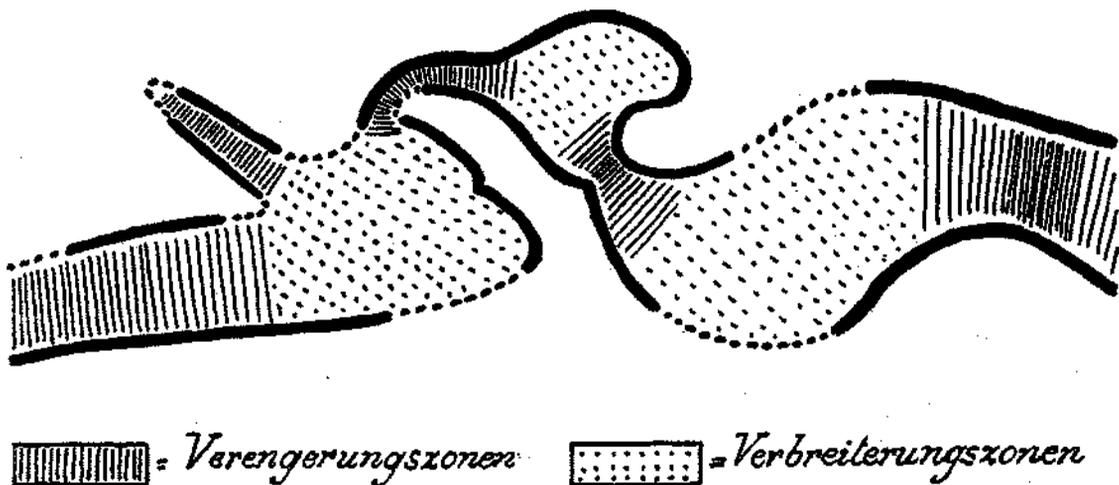


Fig. 1. Umformung des Innenfeldes der mediterranen Faltenzonen.

einen Anschluß an die Vorstellungen von Wegener über die Kontinentverschiebungen zu vollziehen. Es ist dies vom Standpunkte der Hypothese der Unterströmungen aus sehr einfach, da man ja nur Unterströmungen als die Träger der Kontinentverschiebungen einzuführen braucht.

Unabhängig von diesem Ideenkreis hat sich in den Westalpen eine neue geotektonische Weltanschauung herausgebildet, anschließend an die kühnen Gedanken von Pierre Termier.

Die neueste Ausgestaltung dieser Ideen verdanken wir Emile Argand, an dessen ausgezeichnete Darstellung ich mich hier halte.

Für Argand, dem sich auch Rudolf Staub angeschlossen hat, bedeuten die kleineren und auch die großen Bögen der mediterranen Faltenstränge keine Verbiegungen, sondern Hinausflutungen der von S. her andrängenden Massen in die freien Räume zwischen entgegengesetzten Hemmungszonen.

So stellt er sich z. B. den Bogen von Alpen + Karpathen als eine gewaltige, weit voreilende Faltungswelle und Überflutung des Vorlandes vor, welche seitlich durch die hemmende Wirkung von

französischem und bulgarischem Massiv zurückgebremst wurde, etwa wie Fig. 2 schematisch zu erkennen gibt.

Argand geht aber wie früher Termier noch weiter und glaubt sogar die Falten der Dinariden lediglich als Gebilde eines sekundären Rückflutens etwa im Sinne von Fig. 3 deuten zu können.

Mit dieser Deutung der tertiären Faltenzonen als Stoßstreifen an der Stirne des über Eurasien vorrückenden Gondwanalandes verläßt Argand mit seiner Schule den engen Rahmen der Kontraktionshypothese und leistet ebenfalls der Hypothese von Wegener über Kontinentverschiebungen größten Stiles Gefolgschaft. So sehr mir das Aufgeben der viel zu eng gefaßten Kontraktionshypothese gefällt, so vermag ich doch meine geologische und mechanische Erfahrung mit diesen überaus kühnen Gedanken nicht in Einklang zu bringen.

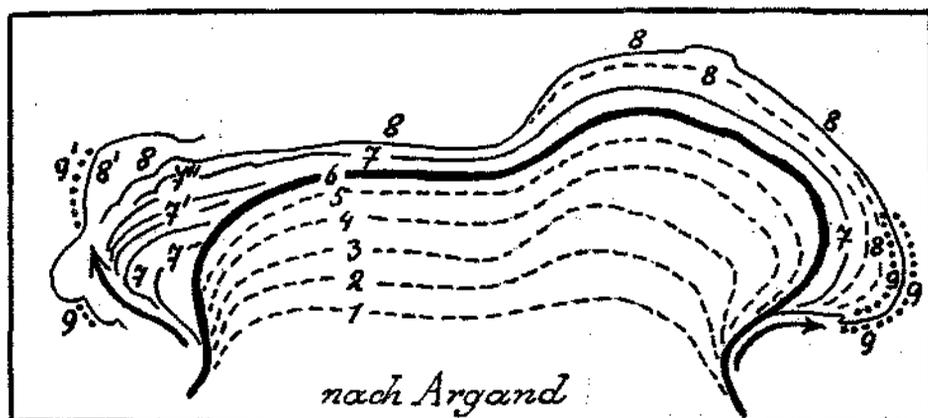


Fig. 2. Progression des fronts alpino-carpathiques. ca. 1:17,000,000
1 à 9, progression des fronts du Jurassique au Quaternaire. 1 à 6, progression au Jurassique et à l'Éocretacé. 6, front des nappes au moment du premier paroxysme. 7 à 9, nappes à paroxysme tertiaire. 7, 7', 7'', progressions au Nummulitique. 8, au Néogène. 9, au Néogène supérieur et au Quaternaire. Les flèches indiquent le sens des dérives. 8', 9', progressions frontales du Jura. 8', au Néogène moyen. 9', au Néogène supérieur et au Quaternaire.

Das Bild eines solchen Vorlaufens der Faltenbögen zwischen seitlichen Hemmungen setzt ein derartiges Maß von einheitlichem Schwung und von Geschwindigkeit der Formgebung voraus, wie es den gebirgsbildenden Vorgängen nicht zur Verfügung steht.

So etwas kann durch plötzlichen Stoß auf eine freischwingende, breiige Flüssigkeit entstehen, nicht aber durch den langsamen Vorschub einer Kontinentscholle über den Rand einer anderen.

Die Formen des „Voreilens“ können nur bei einer raschen Gestaltung entstehen. Sie setzen einen mächtigen und einheitlichen Schwung voraus und lassen sich nicht durch eine große Reihe von kleinen Verschiebungen innerhalb einer langen Zeitstrecke ersetzen.

Diese Formen sind also nicht aus kleinen getrennten Wirkungen beliebig summierbar. Außerdem würde eine solche Erklärung, z. B. auf den Bogen von Alpen + Karpathen angewendet, eine ganz enorme Streckung der Faltenbündel erfordern (Fig. 4). Sie beträgt nach der Zeichnung von Argand (Fig. 2) nahezu 100 Prozent.

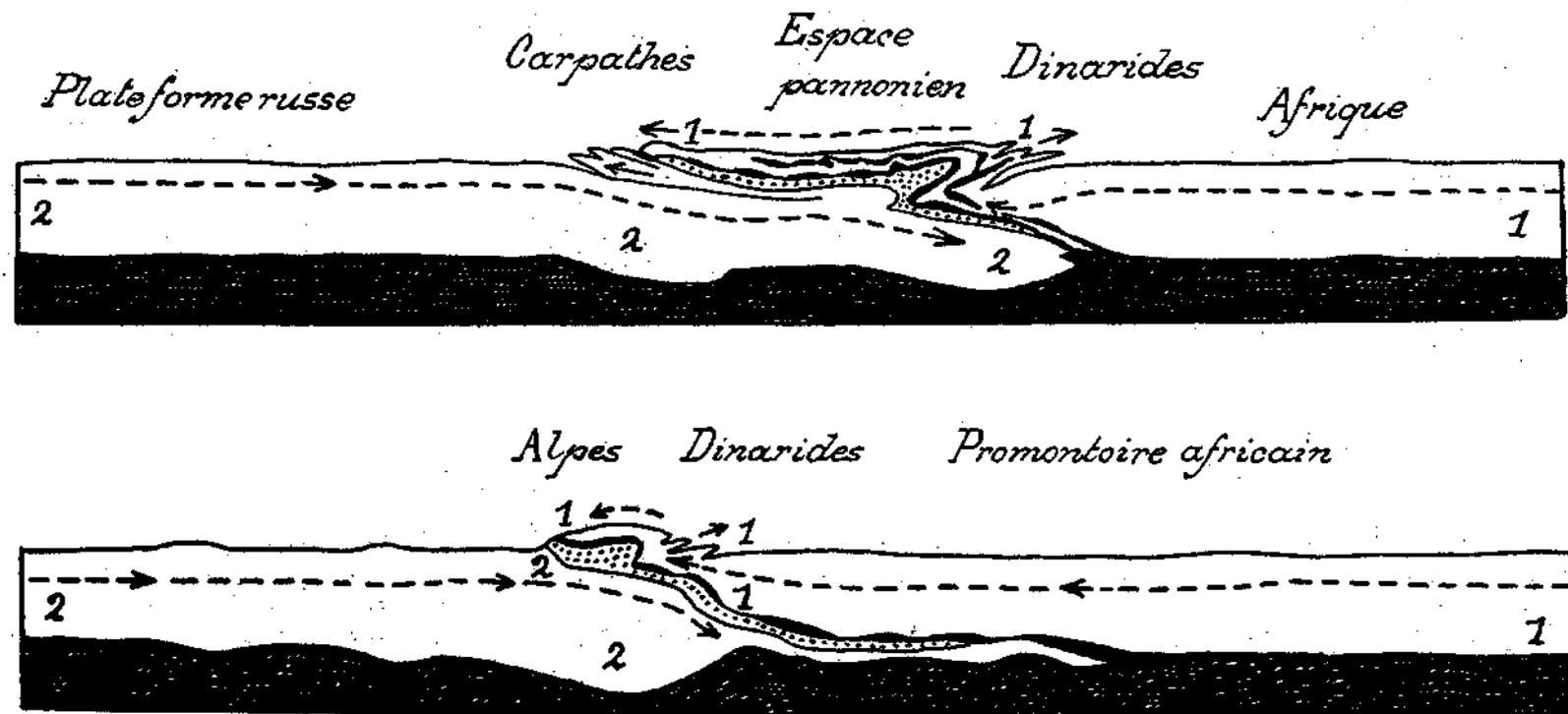


Fig. 3. 1 = Africa-Gondwana-Masse, 2 = Eurasien.

Das heißt der Faltenbogen soll sich hier durch Voreilen zwischen den Hemmschuhen nahezu auf die doppelte Länge gestreckt haben.

Für eine derartige gigantische Streckung größten Stiles sind aber weder in den Alpen noch in den Karpathen geologische Beweise da.

Ebenso unmöglich scheint mir die mechanische Deutung der Dinariden als sekundäre Rückstoßwelle innerhalb einer gewaltigen nordwärts gerichteten Vorflutung zu sein. Die Dinariden sind, wie Sueß und Kober mit Recht betont haben, nur ein kleiner Teil eines gewaltigen Faltenstranges, welcher deutlich eine südwärts gerichtete Baubewegung zur Schau trägt.

Sie stehen den nordbewegten Alpiden als ein völlig ebenbürtiges, großes Strukturelement der Erde gegenüber. Der Gedanke, daß durch

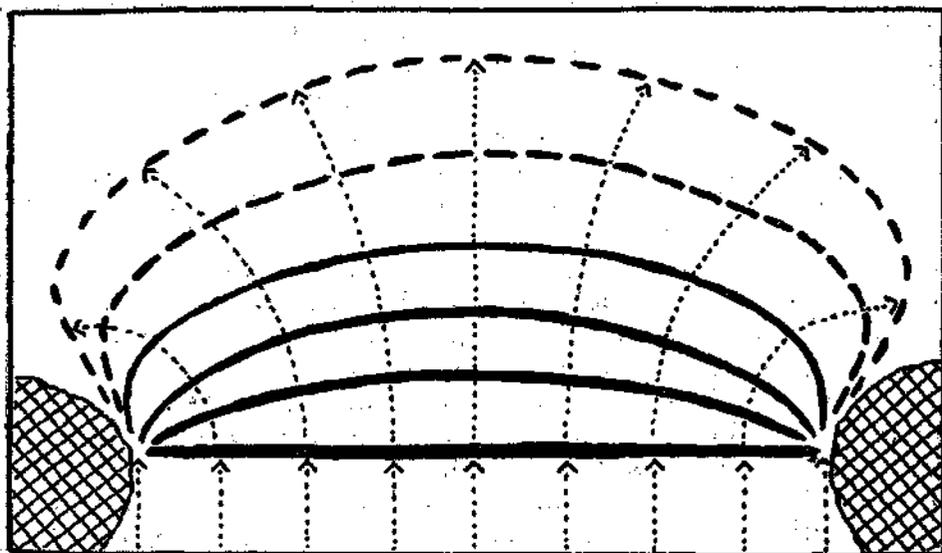


Fig. 4. Schema des Vorlaufbogens in verschiedenen Stadien. Ergebnis der Streckung = Verdoppelung der Ausgangslänge.

ungleiche Reibung innerhalb einer Bewegungsmasse große Unterschiede geschaffen werden, welche zu wichtigen Umformungen Anlaß geben, ist ohne Zweifel für die Tektonik von hoher Bedeutung und ausgedehnter Anwendbarkeit. Auf ihm beruht ja auch die Wirbelmechanik. Ich glaube aber nicht, daß man in der Tektonik damit über jene Bereiche hinausgreifen darf, die sich noch als Erzeugnisse einer relativ raschen Gleitung begreifen lassen.

Man kann zwar noch für einzelne Schubmassen oder Teile derselben die nötigen Gefällsstrecken finden, nicht mehr aber für Bogen von dem Ausmaß von Alpen + Karpathen. Hier versagt die Deutung als Gleitgebilde ebenso wie jene als Stoßgebilde.

In einer viel vorsichtigeren Weise hat sich auch Koßmat mit der Frage der Entstehung der mediterranen Faltschlingen beschäftigt.

Als alter Gegner des Nappismus, welcher immer klar zwischen den wirklichen Fortschritten und den maßlosen Übertreibungen desselben zu unterscheiden wußte, ist er auch hier der historischen Betrachtungsweise treu geblieben.

Für ihn ist die Adria nicht eine nach der Hauptfaltung versunkene „adriatische Masse“, durch deren Einsinken die „sekundären Rückfaltungen der Dinariden“ erst entstanden, sondern eine seit dem älteren Mesozoikum bis heute von mächtiger Sedimentation erfüllte Geosynklinale.

Für ihn sind die Dinariden ein den Alpen völlig gleichwertiges Bauelement, und er erkennt die Unmöglichkeit, die mediterranen „Faltenschleifen“ durch einfache Erdkontraktion oder Magmaaufpressungen zu erklären.

So gelangt er zu dem Ergebnis, daß die starren, großen Schollenfelder der Erde, welche die beweglichen Faltenbänder zwischen sich zusammenschieben, von tieferen Magmabewegungen getragen werden.

Dabei kommt man nicht etwa mit einer einfachen N-Bewegung von Afrika gegen und über Europa aus, vielmehr müssen sich auch große seitliche Verschiebungen damit verbinden.

Diese Vorstellungen Koßmats sind den hier abgeleiteten bereits so ähnlich, daß es der besonderen Versicherung bedarf, daß diese Ergebnisse von mir und Koßmat auf ganz verschiedenen Wegen, mit verschiedener Erfahrung, mit verschiedener Beweisführung und weitgehender Unabhängigkeit erreicht worden sind.

Hält man sich diese Umstände vor Augen, so wird diese Übereinstimmung inmitten einer so widerspruchsvollen Gegenwart zu einem tröstlichen Hinweis auf die Möglichkeit eines endlich doch gewinnbaren Zusammenwirkens getrennter Geistesströmungen.

Nach dieser Fühlungnahme mit den wichtigsten Arbeitsnachbarn versuche ich, auf dem mir innerlich vorgezeichneten Pfade hier wieder einige Schritte nach vorwärts zu machen.

Bei der Betrachtung der mediterranen Faltenschlingen fällt immer wieder auf, daß nicht nur die großen Elemente bogenförmig angeordnet sind, sondern vielfach innerhalb von diesen auch noch die kleineren Bauelemente.

Ich erinnere hier nur kurz an die schönen Weyrerbögen, an die Knickungen im Unterinntal und an die Bögen an der Grenze zwischen West- und Ostalpen.

Merkwürdigerweise fallen diese Verbiegungen im Streichen gerade in ein sonst ziemlich geradliniges Stück des großen Alpenbogens. Sie zeigen uns mit Deutlichkeit, wie man auch bei einer Erklärung der kleineren Bauformen mit einem einheitlichen Schub von S gegen N nicht das Auslangen finden kann und Verschiebungen, die mehr minder im Streichen erfolgen, doch hin und hin zu erkennen sind.

Soweit es mir bekannt wurde, sind diese Verschiebungen im Streichen stets jünger als die Hauptfaltungen und Überschiebungen senkrecht zum Gebirgsstreichen.

Dieses Ergebnis der Detailaufnahmen wird durch die hier vorgelegte Auflösung des Bewegungsbildes der mediterranen Faltenschlingen vollauf bestätigt.

Auch hier wird man zu der Anschauung geführt, daß zuerst weit hinstreichende Faltenzüge durch Bewegungen geschaffen wurden, welche in meridionaler Richtung faltend und schiebend wirkten.

Erst diese bereits fertigen Gebilde wurden dann durch gewaltige Bewegungen im Streichen zu jenen Schlingen verbogen, welche heute vor unseren Augen liegen.

Es ist also ein mindestens zweimaliger Wechsel im ganzen Bauplan vorhanden, der sich ebenso im großen wie im kleinen zu erkennen gibt.

Wir werden aber sehen, daß noch ein ganz junger dritter Wechsel des Bauplanes vollzogen wurde, der vor allem aus morphologischen Beobachtungen abzulesen ist.

Wenn sich die mediterranen Faltschlingen auf einem vorher noch nicht gefalteten Stück der Erdhaut ausgebildet hätten, so würde man mit dieser Aufeinanderfolge von Beanspruchungen eine wahrscheinlich ausreichende Erklärung für die hier vorhandenen Großformen finden können. Dies ist jedoch durchaus nicht der Fall, sondern der Untergrund unserer Faltschlingen war bereits der Schauplatz verschiedener wesentlich älterer Faltungen.

Diese Faltungen durchzogen wohl schon das ganze Gebiet und haben ihm also eine ausgesprochene tektonische Struktur verliehen. Eine rein sedimentäre Struktur ist nur jenen Schichtgruppen noch zu eigen gewesen, die erst nach der Herzynischen Gebirgsbildung hier zum Absatz gelangten.

Unter diesen jüngeren Schichtmassen ist aber der Untergrund wohl allenthalben von alter tektonischer Struktur beherrscht. Wo immer die alten Gesteinsmassen im Innern der Alpen oder in ihrem Vorland auftauchen, treffen wir auf solche Altstrukturen oder Tiefengesteine. Eine ähnliche Meinung hat auch vor kurzem H. P. Cornelius in seiner inhaltsreichen Arbeit zur Vorgeschichte der Alpenfaltung, Geologische Rundschau, Band XVI, 1925, ausgesprochen. Ich nehme also an, daß solche alte Strukturen auch dort vorhanden sind, wo heute jüngere Schichtmassen mit junger Tektonik darüberlagern.

Aus dieser Annahme folgt aber weiter, daß die alten Strukturen der Tiefe von dem neuen Bauplan überwunden und demselben bis zu einem gewissen Grade auch angepaßt worden sind.

Wenn dies der Fall ist, so ist auch das Verhältnis der jungen Faltenzonen zu ihrem Umland ein wesentlich anderes, als es z. B. nach dem geologischen Weltbild von E. Sueß erscheint. Die jungen Faltenzonen sollen danach zwischen den sogenannten alten starren Massiven entstehen und können sich nur an diese schon vorgegebenen Umrisse anschmiegen.

Nach der hier vertretenen Anschauung haben aber die jungen Faltungen und Verbiegungen die alten Strukturen ihres Untergrundes überwältigt und ihrem Baustil einverleibt. Es ist daher auch wahrscheinlich, daß sie die alten Strukturen ihres Umlandes, wo immer sie ihnen im Wege standen, überwältigt und der neuen Formung eingefügt haben. Wenn wir wieder die Alpen als das bestbekannte Bogenstück ins Auge fassen, so sehen wir in den Westalpen verschiedene sogenannte alte Massive stecken, die zum Teil die Anzeichen alter Gebirgsbildungen noch in Spuren gut erkennen lassen.

Im großen und ganzen sind aber diese Massive sehr gut dem neuen Bauplan der Alpen eingefügt.

Auch in den Ostalpen haben wir in ziemlicher Verbreitung noch alte Strukturen erhalten. Es ist nun von Wichtigkeit, daß diese Strukturen gegen Osten zu mit dem Auseinandertreten von Alpen und Dinariden sowohl an Ausdehnung als auch an Deutlichkeit gewinnen. In der Steiermark haben wir schon große und mächtige Bereiche von alten Gebirgsstrukturen, welche bei weitem nicht mehr so gut dem Alpenbau angepaßt sind, wie etwa in den enggepreßten Westalpen.

Es tritt hier eine großzügige „Querstruktur“ zutage, und wir haben im Leib der Alpen ein Stück des alten Untergrundes, das vom Neubau offenbar nicht mehr so weitgehend überwältigt und gut verdaut wurde, wie in den westlicheren enger gepreßten Zonen.

Während in den alten Massiven der Westalpen die Abweichungen der Streichrichtungen der alten Strukturen und der heutigen Alpen nur geringfügig sind, treffen wir hier noch auf stark abweichende selbständige Altstrukturen. Solche Abweichungen haben sicherlich auch zwischen den einzelnen Massiven der Westalpen und dem heutigen Alpenstreichen bestanden. Durch entsprechendes Hereindreuen und Zusammenpressen wurden aber hier die stärker abweichenden Altstrukturen in den Neubau streng eingeordnet.

Dazu fehlte am Ostende der Alpen offenbar schon die nötige Richtungskraft, weil wir uns bereits im Übergangsbereiche von der Verengerungs- in die Verbreiterungszone befinden.

Wenn innerhalb des tertiären Faltenürtels ältere Faltenstrukturen zutage treten, so ist dies in seiner Mittelzone weitaus am wahrscheinlichsten. Solche ältere Faltenstrukturen werden sowohl in den Verengerungs- wie in den Verbreiterungszonen eine Anpassung an die Neuordnung zeigen müssen. Diese Anpassung wird aber in den Verengerungszonen eine viel gewaltsamere und genauere als in den Verbreiterungszonen sein.

Vor allem werden wir in den Verengerungszonen eine weitergehende Anpassung an die neue Streichordnung zu erwarten haben als in den Verbreiterungszonen.

Fig. 5 soll im Schema die Wirkung einer solchen Anpassung auf eine einfache Altstruktur zeigen.

Innerhalb der Verbreiterungszonen werden sich die vorhandenen Altstrukturen trotz der Zerreibungen und dem Aufsteigen ausgedehnter Magmamassen in ihren Streichrichtungen leichter behaupten können.

Die Umformungen der Altstrukturen in dem Mittelfeld von jungen verbogenen Faltensträngen lassen sich auf diese Weise in ihren Grundzügen wohl verfolgen.

Schwieriger ist es, die Umformungen der Altstrukturen in den Außenfeldern von solchen Faltensträngen zu überschauen.

Es ist eine Eigentümlichkeit der irdischen Faltungen, daß die jüngeren Faltenstrukturen sehr häufig quer oder schräg zu den älteren verlaufen. Von vornherein wäre es ebensogut denkbar, daß die jüngeren Faltungen parallel mit den älteren verlaufen würden.

Sie könnten in diesem Falle entweder die schon vorhandenen älteren Falten einfach verstärken oder aber an diese Faltengebiete neue ähnliche anschließen.

In Wirklichkeit haben wir es aber vielfach mit einer Durchkreuzung älterer und jüngerer tektonischer Strukturen zu tun:

Das jüngere Faltungs- oder Verbiegungssystem zwingt dann das ältere, sich seinem Baustile anzupassen.

Diese Anpassung der älteren Strukturen an die jüngeren gibt uns ein Mittel an die Hand, die Ausdehnung eines solchen Verbiegungseinflusses annähernd zu bestimmen.

Wenn man die mediterranen Faltenschlingen als Verbiegungen durch eine ostwestlich gerichtete Unterströmung auffaßt, so folgt daraus, daß

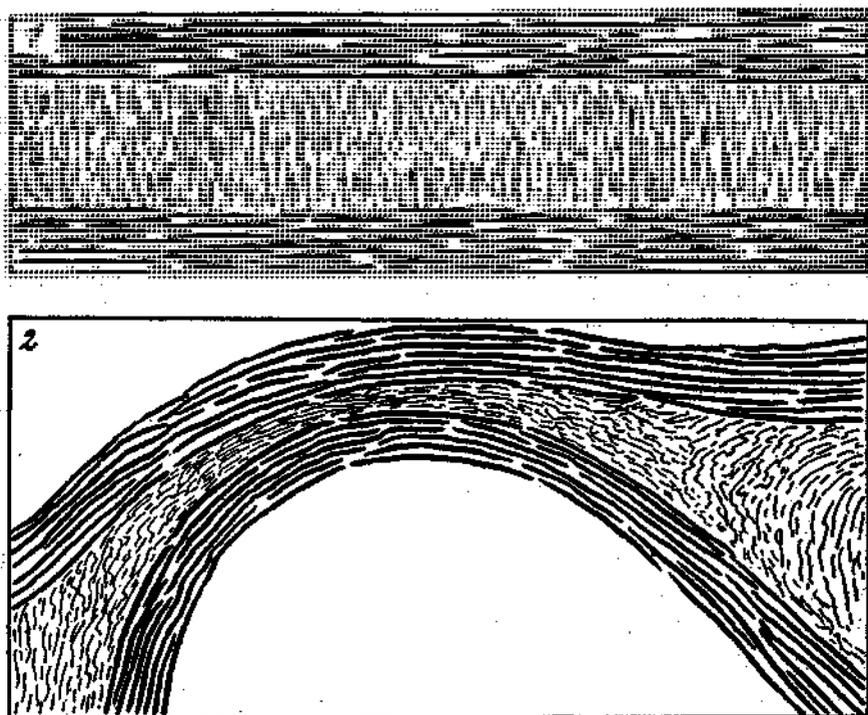


Fig. 5.

1 = 2 Faltenstränge mit einem Innenfeld mit Altstruktur. 2 = Verbiegung dieses Systems und entsprechende Umformung der Altstruktur.

auch die anschließenden und benachbarten Altstrukturen in demselben oder doch in einem ähnlichen Sinne mitverbogen und mitverschoben sein müssen.

Es gehört also zu den mediterranen Faltenschlingen ein wahrscheinlich ziemlich weit ausgreifendes System von gleichsinnigen und gleichzeitigen Störungen in ihrem ganzen Umland, durch deren Mitwirkung erst die Entstehung der Faltenschlingen ermöglicht wurde.

Wenn es sich zeigt, daß z. B. die ganzen mediterranen Faltenschlingen eine zusammengehörige Bewegungseinheit bilden, so ist damit auch in zeitlicher Hinsicht eine bequeme Übersicht gewonnen.

Es würde dies für eine riesige Summe von sonst nicht genauer datierbaren geologischen Ereignissen eine großartige Übersicht und zeitliche Klarstellung schaffen.

Bei der erdumspannenden Ausdehnung der tertiären Faltenzonen und ihrer Verbiegungen würde man so zu einer „tektonischen Zeitvergleichung“ von zahlreichen, heute noch unübersehbaren Ereignissen gelangen.

Man würde so gleichsam das „Zeitnetz der jüngsten Verbiegungen“ auch für die zugehörigen Störungen in ihrem ganzen Umland mit verwenden können.

Es ist wohl zu betonen, daß sich eine solche tektonische Zeitvergleichung nicht auf geradlinige Faltenstränge, sondern vielmehr erst auf ihre nachfolgende Verbiegung begründen kann. Die Bildung von annähernd geradlinigen (natürlich nur in der Kartenprojektion gemeint) Faltensträngen muß zwar die beiderseitig angrenzenden Außenfelder gegeneinanderverschieben, braucht aber keine weiteren Strukturänderungen in denselben hervorzurufen. Anders steht es jedoch bei der Bildung von größeren Faltenschlingen.

Eine solche kann nicht entstehen, ohne auch die innere Struktur der anschließenden Außenfelder mit zu verändern.

Infolge dieser stärkeren tektonischen Beeinflussung ihrer weiteren Umgebung erlangen die Faltenschlingen für die Entzifferung der ganzen angrenzenden Strukturfelder eine wichtige Rolle.

Mit ihrer Hilfe wird es möglich sein, einen breiten Streifen der Erdhaut auf seine inneren Zusammenhänge hin genauer zu erforschen.

Aus diesen Überlegungen geht auch hervor, daß jede ältere Struktur, sofern sie mit einer jüngeren zusammentrifft, außer der Eigenstruktur auch noch eine Beeinflussungsstruktur besitzt.

Es werden daher die ältesten Strukturen unter sonst gleichen Bedingungen die meisten fremden Einwirkungen enthalten und nur die Jungstrukturen davon noch frei sein (Fig. 6).

Es sind also die verschiedenartigen, miteinander in Föhlung tretenden Faltungssysteme in der Weise geordnet, daß nur das jüngste für sich besteht, während die älteren auch noch die Wirkungen der jüngeren Verbiegungen, wenn auch nur abgeschwächt mit enthalten.

Daher werden die älteren Systeme mehr Verbiegungen und Störungen aufweisen als die jüngeren.

Auch werden unter ähnlichen Bedingungen die älteren Strukturen kurzweiligere Verbiegungen und häufigere Störungen zeigen als die jüngeren. Das Erkennen dieser Gesetzmäßigkeit verhindert in der Natur vielfach der Umstand, daß die älteren Strukturen durch ihre enge Pressung, welche zu einer Vertikalstellung aller Schichtglieder föhrt, einen großen Teil ihrer Empfindlichkeit und Ausdrucksfähigkeit für weitere Störungen verlieren.

Die vertikale Schichtstellung ist zunächst einmal die beste „Schutzstellung“ gegen weitere horizontal angreifende Pressungen und Faltungen. Sie ist aber auch gegen vertikale Störungen so eingerichtet, daß man dieselben nur schwer mehr erkennen kann.

Durch starke Pressungen werden alle kleineren und oft sogar auch große Schichtdiskordanzen ausgeglättet, es werden Konglomerate und Breccien so geplättet, daß sie einander ähnlich werden.

Ungeschichtete Gesteine werden durchschiefert.

Kurz und gut, die frisch geborenen horizontalen Schichtfolgen besitzen ein „Höchstmaß von Abbildungsfähigkeit für tektonische Einwirkungen“, das aber mit jeder Benutzung ein Stück von dieser Fähigkeit einbüßt.

Daher werden die alten Strukturen bei weitem mehr an Detail enthalten, als man an ihnen heute noch abzulesen vermag.

Wir haben also bei einem Vergleich der alten Strukturen mit den jungen vor allem mit der Verminderung, ja sogar mit dem Erlöschen der tektonischen Abbildungsfähigkeit zu rechnen. Nach der Darstellung

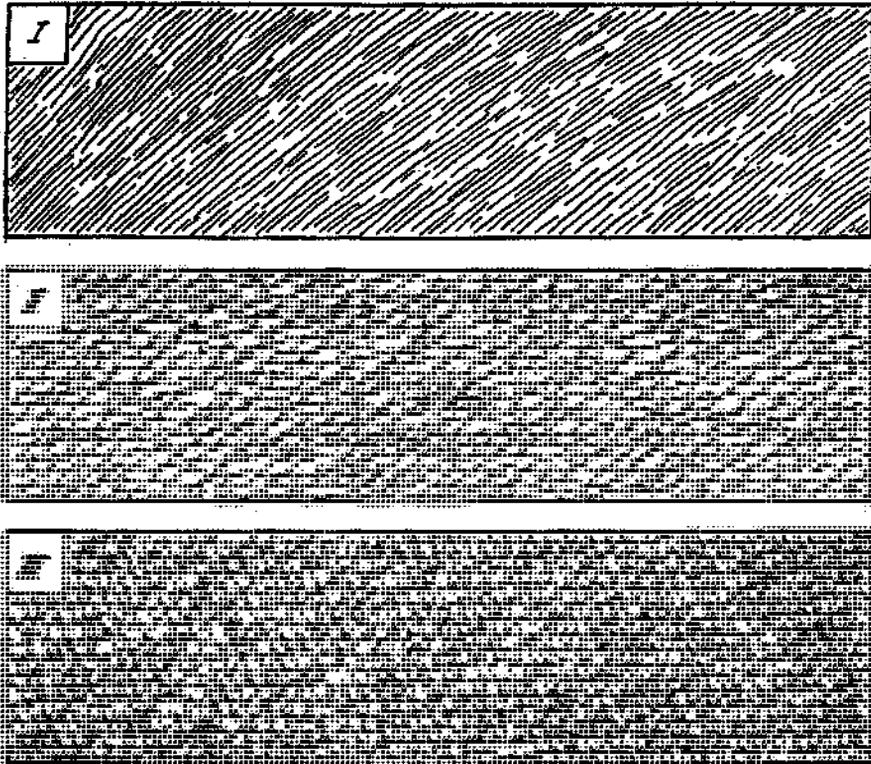


Fig. 6.

I = Störungsfeld der jüngsten Faltung. *II* = Kombination mit einem älteren Störungsfeld. *III* = Kombination mit zwei älteren Störungsfeldern.

von Argand besteht zwischen den Altstrukturen im Umland der mediterranen Faltenschlingen und diesen selbst keine engere Beziehung.

Die Faltenschlingen sind in ihrer Gesamtheit mittels einer Riesenüberschiebung von über 1000 km Förderweite auf die Kontinentscholle von Europa + Asien aufgeladen worden, wobei die südwärts überfalteten Gebirgsstränge nur als Rückflutungen bei diesem ungeheuren Vorstoß des „Gondwanalandes“ bezeichnet werden.

Es fällt auf, daß trotz dieser gewaltigen Überschiebung die nur wenig hervortretenden sogenannten starren Massive doch instande gewesen sein sollen, das Anrollen dieser ungeheuren Steinfluten aufzuhalten und umzubremsen.

Zwischen dieser Riesenüberschiebung und diesen so bescheidenen Bremsklötzen scheint mir keine richtige Übereinstimmung zu bestehen, wenn man bedenkt, daß doch der ganze auf zirka 1000 km Breite überfahrene Südrand von Eurasien ja auch nichts anderes als ein großes, altes Massiv bedeuten kann.

Ob dasselbe nun algonkisch oder kaledonisch oder herzynisch umgefaltet wurde, spielt dabei nur eine geringe Rolle.

Jedenfalls handelt es sich um altstruierte Gesteinsmassen, die in ihrer Gesamtheit da überfahren sein sollen.

So sicher der Nordrand von Alpen + Karpathen über sein Vorland in wahrscheinlich ganz ungleichen Beträgen verschoben wurde, so unmöglich erscheint mir z. B. die Annahme, daß Karpathen und ungarisches Becken und Dinariden auf einer und derselben Riesenschubbahn liegen sollen.

Ebensowenig vermag ich weiter zu verstehen, warum der Rand einer flachen, schräg aufwärts steigenden Schubmasse so unglaublich reich in einander überrollende Deckfalten gegliedert sein soll.

Die zahlreichen, allerdings weit bescheideneren Schubmassen, die wir heute genauer kennen, zeigen nirgends derartig reich bewegte Stirnbildungen, sondern nur einfache Einrollungen oder Zerschuppungen.

Mit der Schubweite kann aber die Reichgestaltigkeit der Stirnränder nicht zusammenhängen, da sie z. B. an demselben Nordrande der Alpen von den Westalpen zu den Ostalpen hin so außerordentlich stark abnimmt.

Es steht der einfache Mechanismus einer großen und einheitlichen schrägen Aufschiebung mit der unglaublich lebendigen Zerschlitung an der Schubstirne in keinem erkennbaren Zusammenhang.

Nachdem es sich weiter um eine riesige „Heraufschiebung“ handelt (siehe Abb. 3), ist es auch nicht vorstellbar, wie bei einer solchen Aufwärtshewegung an der Stirne der Schubmasse ein Voreilen der Falten zustande kommen kann.

Das wäre doch nur bei einer Abwärtsbewegung, also etwa bei einer großen freien Gleitung mechanisch ausführbar, aber doch nicht bei einem Heraufschieben der Gesteinsmassen über eine schiefe Ebene.

Der Zusammenhang zwischen den tertiären Faltungszonen mit ihrem Vorland wäre also nach Argand lediglich der eines Überschiebens oder eines Zusammenstoßens.

Mit dem Rückland aber hesteht überhaupt keine weitere engere Beziehung, als wie sie eben zwischen den vorderen und hinteren Teilen jeder Schubmasse automatisch vorhanden ist.

Ich glaube nicht, daß diese Vorstellung den Verhältnissen in der Natur entspricht.

Wenn wir die bisherigen Ausführungen noch einmal überblicken, so können wir sagen, daß sich bei der Erklärung der mediterranen Falten-schlingen und wahrscheinlich auch bei jener der übrigen ähnlichen irdischen Schlingen zwei Auslegungen unvereinbar gegenüberstehen, in einem Fall ein Voreilen an freien Stellen zwischen Hemmungen, im anderen Fall mindestens zwei zeitlich getrennte Vorgänge, zuerst mehr geradlinig vorschreitende Faltung und Schiebung, dann erst Verbiegungen

im Streichen im Einklang mit einer entsprechenden Schollentrift der ganzen Umgebung.

Die innere Struktur der gebogenen Faltenstränge spricht gegen die Deutung als mächtige Voreilungen, weil die für eine solche Struktur nötigen riesigen Streckungen nicht vorhanden sind.

Es ist hier aber zu erwähnen, daß Argand eine weit zurückgreifende historische Entwicklung bis zur Ausbildung der heutigen Gebirgsstrukturen sehr wohl anerkennt und dieselbe für die Westalpen sogar in eine lange Reihe von einzelnen Phasen gegliedert hat.

Schon im Jahre 1916 hat Argand dort nicht weniger als zwölf Phasen des Alpenbaues von der herzynischen Gebirgsbildung bis zur heute vorliegenden unterschieden.

Ihre zeitliche Anordnung ist folgende:

- | | |
|---|--|
| 1. Phase <i>insubrienne</i> | } <i>Le paroxysme orogénique.</i>
<i>Oligocène moyen.</i> |
| 2. Phase <i>d'affaissement adriatique</i> | |
| 3. Phase <i>Mont-Rose</i> | |
| 4. Phase <i>Dent-Blanche</i> | |
| 5. Phase <i>Saint-Bernard</i> | |
| 6. <i>Oligocène inférieur — Mésonummulitique.</i> | } <i>Le développement embryonnaise du Trias à l'Oligocène inférieur.</i> |
| 7. <i>Néocrétacé — Méso-crétacé.</i> | |
| 8. <i>Jurassique supérieur.</i> | |
| 9. <i>Jurassique moyen.</i> | |
| 10. <i>Lias.</i> | |
| 11. <i>Trias moyen.</i> | |
| 12. <i>Fin du Carbonifère moyen. — Les ébauches herzyniennes de la chaîne alpine.</i> | |

Argand geht so weit, die bereits in der Trias gebildeten Faltenkeime bis in die jüngste Phase herauf in ihrem Wachstum zu verfolgen.

Alle Hauptelemente sollen bereits in so früher Zeit in Keimen angelegt und dann immer weiter ausgebildet worden sein.

In Abb. 2 ist zugleich im Schema die Verwendung der wichtigsten Phasen in ihrem Verhältnis zum heutigen Alpen-Karpathen-Bogen dargestellt.

Ich verstehe nicht, wie sich eine derartig lang andauernde Faltenbildung mit dem Begriff des Vorauseilens vereinigen lassen soll.

Geht die Faltenbildung langsam vor sich, so gibt es doch kein Vorauseilen, geht sie aber zwischen langen Ruhepausen sprungweise vor sich, so muß doch in den Ruhezeiten die Erosion die jeweils aufgetürmten Falten abgetragen und zerstört haben.

Dann ist es aber unwahrscheinlich, daß sich dieselben Falten von der Trias bis in die Jetztzeit weiterbilden, weil ja ihre Zusammenhänge längst von der Erosion zerschnitten worden sind. Die zerschnittenen Falten mußten sich aber bei der Weiterbildung in einfache schuppenförmige Überschiebungen auflösen.

Argand hat den Begriff der „Vorauseilungen“ aber auch auf die innere Struktur der Alpen angewendet und R. Staub hat diesen

Gedanken in seinem großen Werke — Bau der Alpen, Bern 1924 —
— noch weiter ausgebaut und auch auf die Ostalpen übertragen.

Die genauere vergleichende Einsicht in den tektonischen Bau der Alpen hat ergeben, daß die Achsen des Faltenbaues nicht horizontal angeordnet sind, sondern ziemlich stark auf und abgebogen erscheinen.

Diese Verbiegungen der Bauachsen werden in der Schweiz als Kulminationen und Depressionen des alpinen Deckengebäudes bezeichnet, und R. Staub kommt zu dem Urteil: „Hinter jeder Kulmination des Vorlandes, hinter jedem Zentralmassiv steht eine entsprechende Kulmination der Decken. Vom Meer bis an den Rhein erscheinen überall hinter den Massiven die mächtigsten Kulminationen, hinter den Lücken zwischen denselben die tiefen, deckenerfüllten Senken, die Depressionen im alpinen Deckengebäude. Die Achsenschwankungen der Deckenflut finden aber am Rhein nicht ihren Abschluß nach O.

Gewaltiger als je heben und senken sich die Achsen der großen tektonischen Einheiten im Verlaufe ihres Streichens von Bünden bis nach Wien.

Vier riesige Kulminationen erkennen wir im Deckenkörper der Ostalpen selbst. Die Fenster der Ostalpen—Unterengadin—Tauern—Semmering sind bedingt durch axiale Kulminationen des Vorlandes, durch in der Tiefe begrabene Äquivalente der westlichen autochthonen Massive. Die Kulmination der Tauern ist wie die der lepontinischen Alpen zweigeteilt, in eine westliche, die des Großvenedigers, und eine östliche, die des Hochalpmassivs. Dazwischen liegt die Depression des Großglockners.“ Das ist eine für die Mechanik der Alpen so wichtige Angelegenheit, daß auch ich mich hier mit derselben näher beschäftigen will.

Zunächst ist aus dem Befunde der Achsenschwankungen nur zu schließen, daß auch im Streichen ziemlich starke Verbiegungen der Faltenstränge vorhanden sind.

Sie sind auch als Quersfaltungen ohne weiteres verständlich, können aber auch anderer Entstehung sein.

Verdächtig sind nur die ungeheuren Erosionsbeträge, zu denen man mit diesen Konstruktionen gelangt und für die im Vorland der Alpen die dazugehörigen Aufschüttungen nicht vorhanden sind.

Ich glaube aber, daß hier doch die Konstruktionen nicht genügend verläßlich sind, um solche Abtragungssummen sicherstellen zu können. Ich habe schon in der Einleitung zu dieser Arbeit im Jahrbuch 1923 zu zeigen versucht, daß man vielfach an der Stelle von vollständigen Falten nur mit einzelnen Faltennadeln oder gar nur mit Bahnflächen zu rechnen hat.

Dadurch vermindert sich die Höhe des zur Erklärung nötigen Deckengebäudes bereits ganz wesentlich.

Ich werde weiter auch in dieser Abhandlung eine Reihe von Beobachtungen vorbringen, die es nahelegen, daß sich die Höhenverhältnisse der verschiedenen Gruppen und Gipfel der Alpen auch in jüngster Zeit noch wesentlich verschoben haben. Auch dadurch lassen sich die zur Erklärung der Bauformen nötigen Abtragungsmassen erheblich vermindern.

Was dann noch übrigbleibt als Unterschied zwischen der Abtragung der Ost- und Westalpen in der Zeit seit der jüngsten Gebirgsbildung, kommt wohl auf Rechnung einer stärkeren jungen Heraushebung der Westalpen sowie auf jene der verschiedenen Darstellungsarten zu setzen, welche heute in diesen beiden Alpentteilen üblich geworden sind.

In der Schweiz ist das sogenannte „Sammelprofil“ zu einem viel benutzten geologischen Anschauungsmittel geworden.

Es beruht auf dem Bestreben, in ein bestimmtes Profil nicht nur die in demselben wirklich sichtbaren geologischen Angaben einzutragen, sondern dieselben nach oben und nach unten mit Hilfe der im Streichen auftauchenden weiteren Bauelemente zu ergänzen.

Ein solches Verfahren ist gewiß in vielen Fällen lehrreich und kann dazu führen, das Höchstmaß der jeweils möglichen Komplikationen zu umspannen.

Man darf aber nicht vergessen, daß es doch nur eine Summation von Dingen ist, welche in der Natur nicht übereinander, sondern nur nebeneinander lagern.

Es handelt sich dabei ja auch nicht um einfache stratigraphische Schichtfolgen, welche, wenn es z. B. Meeresablagerungen sind, tatsächlich meist eine sehr große Verbreitung besitzen.

Es handelt sich hier vielmehr nur um mechanische Einheiten, d. h. um Schichtkomplexe, welche bei der Überfaltung und Überschiebung gegenüber ihrer Umgebung relativ als Einheiten bewegt worden sind.

Solche Einheiten tragen den Charakter hoher Veränderlichkeit schon in sich und sind weder im Alpenstreichen noch senkrecht dazu von gleichartiger und länger anhaltender Entwicklung. Vor allem gilt das von den tieferliegenden Deckeneinheiten, die nur zu häufig lediglich als Walzfalten oder Schubkeile ausgebildet wurden und lebhaft miteinander abzuwechseln pflegen.

Sie lösen einander vielfältig ab, überholen sich, verschwinden, tauchen wieder auf, zerteilen sich, vereinigen sich und schwanken in der Mächtigkeit ganz außerordentlich.

Da natürlich auch die Faziesgrenzen unmöglich damit irgendwie Schritt halten können, wird eine Identifizierung und Gleichwertung getrennter, mechanischer Strukturelemente wohl oft zur Unmöglichkeit.

Eine größere Ausdehnung kommt wohl nur den hangenden Schubmassen zu, die auch viel mächtiger sind und unter deren Last sich das Auf- und Abrollen der tieferen Bewegungsmassen vollzogen hat.

Es ist auch gar nicht einmal wahrscheinlich, daß sich weithin dieselben trennenden Schubflächen entwickelt haben sollen.

Wo immer bisher in den Alpen die tektonischen Verhältnisse genauer verfolgt worden sind, zeigt sich die Unbeständigkeit und der lebhaft Wechsel sowohl bei den Falt- als auch bei den Schubstrukturen.

Ich habe den Eindruck, daß in der Gleichstellung von oft weit getrennten tektonischen Strukturelementen hier viel zu weit gegangen wird und rein künstliche Zusammenhänge herauskonstruiert werden von Dingen, die entweder nie zusammengehörten oder doch ganz eigene Bahnen

beschrieben haben. Es verlohnt sich, etwas näher auf diese Frage einzugehen.

Wenn z. B. (Fig. 7) eine und dieselbe durchstreichende basale Gebirgsmasse gegeben ist und auf diese im östlichen und westlichen Teil je

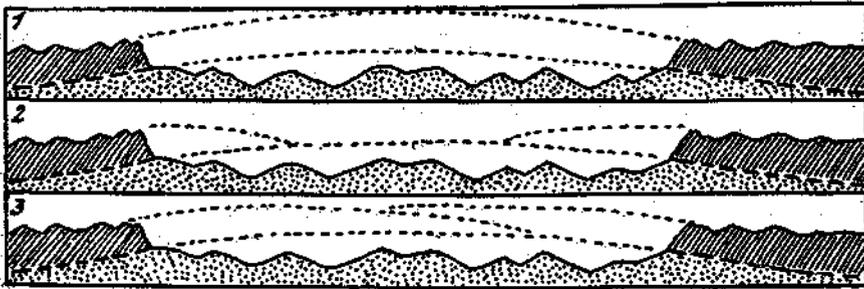


Fig. 7. Punktiert = tektonisch einheitliches Grundgebirge. Schraffiert = darauf liegende Schubmassen. 1 = Kombination zu einer Schubdecke. 2 = Kombination zu zwei ganz getrennten Schubdecken. 3 = Kombination zu zwei einander übergreifenden Schubdecken.

eine gleichartige Schubmasse aufgeschoben liegt, so wird im allgemeinen an der tektonischen Zusammengehörigkeit dieser beiden Schubmassen nicht weiter gezweifelt.

Es ist dies aber durchaus nicht so sicher und so einfach.

Wie Fig. 7 im Schema vorführt, sind hier eine Reihe von anderen tektonischen Beziehungen ebensogut möglich. Aus der Tatsache, daß

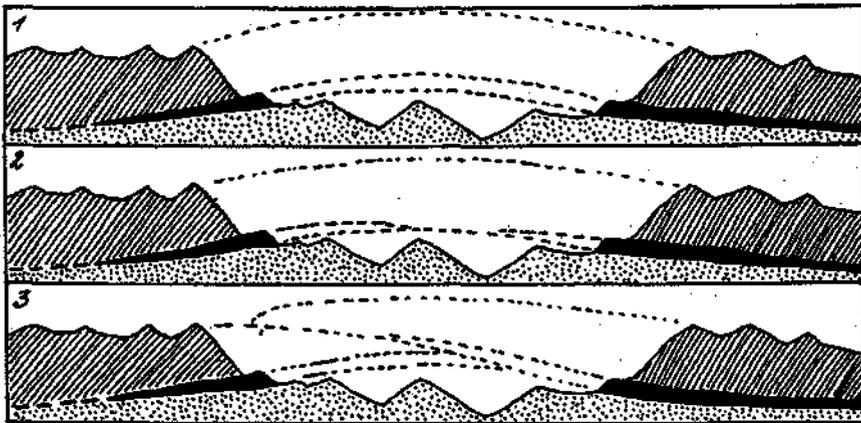


Fig. 8. Punktiert = tektonisch einheitliches Grundgebirge. Schwarz und schraffiert = Schubmassen die darauf lagern. 1 = Kombination zu zwei je zusammenhängenden Schubdecken. 2 = Kombination von zwei getrennten liegenden, mit einer hangenden Schubdecke. 3 = Kombination von je zwei sich übergreifenden Schubdecken.

zwei Schubmassen von ähnlicher Beschaffenheit auf derselben Gebirgsmasse lagern, folgt weder unbedingt, daß sie einmal als Schubmasse zusammenhingen, noch auch, daß sie gleichzeitig aufgeschoben wurden.

Wenn diese beiden getrennten Schubmassen noch außerdem von einer hangenden Schubmasse überfahren sind (Fig. 8) brauchen sie ebenfalls weder zusammengehörig noch selbst als Schubmassen von gleichzeitiger Entstehung zu sein.

Haben wir noch kompliziertere getrennte tektonische Strukturfolgen zu vergleichen, wie z. B. in Fig. 9, so müssen wir offen gestehen, daß hier für eine Parallelisierung in strengem Sinne weder die getrennten Schubbahnen noch die einzelnen Schubmassen, ja schließlich nicht einmal das Über- und Untereinanderliegen der Schubflächen und Schubkörper wirklich eindeutig zu gebrauchen sind.

Man hat doch schon in allem Ernst darangedacht, tiefer liegende Decken als jüngere Einpressungen aufzufassen und das vielverwendete Hilfsmittel der „Deckeneinwickelungen“ bedeutet ja ebenfalls eine zeitliche Umkehr des Übereinanderliegens.

Wenn man also bei der Parallelisierung der einzelnen, getrennten Schubmassen oder Decken in der Weise vorgeht, wie Fig. 10 angibt,

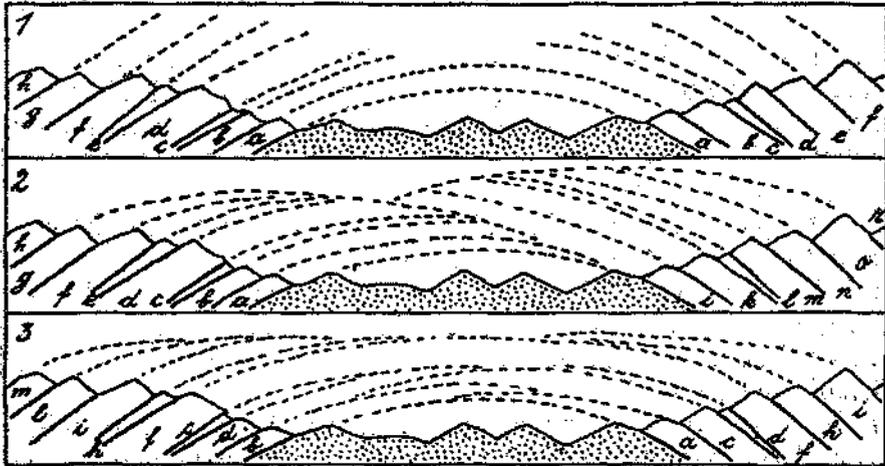


Fig. 9. Punktirt = tektonisch einheitliches Grundgebirge. a — r = einzelne Schubdecken. 1 = Kombination mit paarweiser Gleichstellung. 2 = Kombination als 2 getrennte sich übergreifende Deckensysteme. 3 = Kombination mit mehrfach abwechselndem Übergreifen.

so erhält man durch eine solche Zählung nicht nur die größte mögliche ehemalige Höhe des Deckengebäudes, sondern zugleich auch eine gewaltige Umkehrung des ganzen Hauptreliefs, indem die früheren Mulden heute oft höhere Gipfel bilden, als die einstigen riesigen Aufwölbungen.

Sowohl diese riesigen Aufwölbungen, welche erst in geologisch junger Zeit wegerodiert sein sollen, als auch diese merkwürdigen Reliefumkehrungen scheinen mir wenig innere Wahrscheinlichkeit zu besitzen.

In der Richtung quer zum Alpenstreichen haben wir in schöner Ausbildung die regelmäßige Verknüpfung von Schwellen, Gleitfalten, Deckschubmassen erkannt (Jahrbuch 1923).

Etwas Ähnliches kann ja auch hier im Streichen des Alpenbogens auf den Seiten der Kulminationen zur Entfaltung gekommen sein.

Eine von den Kulminationen gegen die Depressionen gerichtete Verschuppung oder Überfaltung ist auch imstande, eine Vervielfachung der Schubkörper und der tektonischen Kontakte hervorzurufen. Es handelt sich, wie das Schema Fig. 11 vorlegt, hier ja auch um einzelne Bewegungseinheiten, aber eben nur um lokal bedingte, welche nicht über die ganzen oder die halben Alpen hin beliebig verlängert werden dürfen.

Die hier vorgelegte Erklärungsmöglichkeit verbindet die Kulminationen ursächlich mit den an ihren Abhängen auftretenden tektonischen Komplikationen. Beide werden als zusammengehörig betrachtet.

Es ist aber auch denkbar, daß die Kulminationen erst nach der Ablagerung der Deckenfolgen entstanden sind und also Verbiegungen der bereits fertigen Deckenfolgen bedeuten.

Auch in diesem Falle ist eine Ausgangsstruktur der Deckenfolge mit vielfachen Auskeilungen und Abwechslungen, wie Schema Fig. 12 zeigt, wahrscheinlicher als ein streng regelmäßiges weithin paralleles Übereinanderliegen.

Wird nun eine solche reichgegliederte Deckenfolge später stark verbogen, so kommt man mit einer einfachen Parallelisierung ebenfalls wieder zu einem falschen, und zwar unbedingt zu einem zu hohen Bilde.

Wenn man also beim Studium der schweizerischen Sammelprofile zu dem Eindruck kommt, daß hier eine möglichst große Fülle von tektonischem Detail gleichsam hineingepreßt wird, so machen sehr viele der ostalpinen Profile im Gegensatz dazu den Eindruck einer künstlichen Verarmung an solchem Detail.

Die westalpinen Profile sind förmlich mit Tektonik überfüttert, die ostalpinen leiden geradezu Hunger daran.

Zum Teil liegt dies sicher an der viel einfacheren Tektonik der schwerfälligen, dicken Kalk- und Dolomitmassen sowie an den weniger tiefen Aufschlüssen des niedrigeren Gebirges. Es bleibt aber trotzdem ein prinzipieller Unterschied bestehen.

Man braucht, um das zu verstehen, nur z. B. den von mir und Hammer 1911 veröffentlichten Alpenquerschnitt neben dem gleichlaufenden Querschnitt zu betrachten, den R. Staub der Geologie der Schweiz von A. Heim beigegeben hat.

Trotz einer im wesentlichen übereinstimmenden Darstellung der sichtbaren Teile dieses Profils kommt Staub zu einer Ergänzung desselben bis 5000 m u. d. M., welche wir uns trotz genauerer Kenntnis des Gebietes auch heute nicht zu zeichnen getrauten.

Die Ergänzung ist dabei mit einer guten mechanischen Einfühlung und einem eleganten Bewegungsschwung vollzogen und außerdem so reich an Detail, daß sie nicht mehr als eine schematische Darstellung empfunden werden kann.

Man bemerkt mit Staunen, daß in der unzugänglichen Tiefe vielfach sogar ein noch komplizierterer Bau eingetragen ist, als ihn etwa die oberirdischen Aufschlüsse bieten.

Ich möchte aber dieser Darstellungsart nicht Gefolgschaft leisten, weil man durch eine so präzise und so hoch komplizierte Darstellung der geologischen Verhältnisse des unzugänglichen Untergrundes einen Schein von Sicherheit und Aufklärung vortäuscht, der gewiß nicht berechtigt ist.

Diese Darstellungen nehmen unsere Phantasie zu stark gefangen, sie drängen zu sehr nach einer bestimmten Richtung und können recht leicht irreführen.

Ich glaube, daß man hypothetische Ergänzungen nicht tatsächlichen Verhältnissen so täuschend als möglich ähnlich machen, sondern im

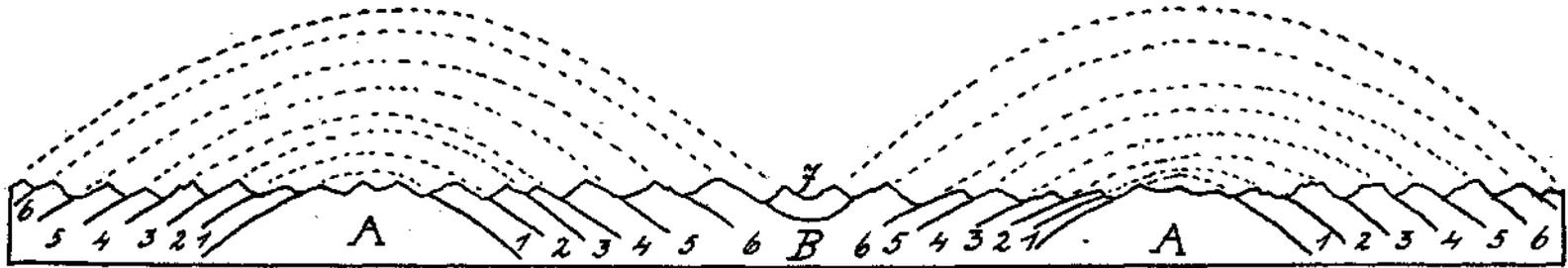


Fig. 10. *A* = Kulmination, *B* = Depression von Decken. Diese Art von Zählung und Parallelisierung der Decken ergibt ein Maximum für die theoretisch nötige Höhe der Kulminationen und erfordert eine riesige Abtragung.



Fig. 11. *A* = Kulmination, *B* = Depression von Decken. Durch die Annahme von seitlichen Abgleitungen der Decken von den Kulminationen läßt sich sowohl die Zahl als die Ausdehnung der einzelnen Decken sowie die Erklärungshöhe der Kulmination stark vermindern.



Fig. 12. *A* = Kulminationen, *B* = Depressionen von Schubdecken. Durch ein vielfaches Auskeilen und Ablösen der einzelnen Schubmassen entsteht in jeder Depression eine von den anderen Depressionen unabhängige Struktur.

Gegenteil ihren schematischen Charakter so deutlich als nur möglich ausdrücken soll.

Ich verwende daher zu diesen Zwecken immer einfache geometrische Formen, welche nicht mit Gebilden der Wirklichkeit zu verwechseln sind.

Wie schon mehrmals erwähnt worden ist, sollen die mächtigen Kulminationen von Decken jeweils hinter stauenden Schwellen des Grundgebirges gleichsam als Anschoppungen entstanden sein, während in den Lücken dazwischen die Decken ungehindert bis ins Vorland voreilen konnten. Es ist dies derselbe Gedanke, den ich bei der Schilderung der „Reliefüberschiebungen“ in unserem Jahrbuch 1924 mit den Fig. 4 bis 5 schematisch zur Anschauung gebracht habe.

Versucht man aber diesen Gedanken auf die Verhältnisse der streichenden Kulminationen und Depressionen zu übertragen, so ergeben sich beträchtliche Unstimmigkeiten.

Zunächst bemerken wir, daß die Komplikationen im Bereiche der Kulminationen und der Depressionen so ziemlich von derselben Rangordnung sind. Das ist aber bei dieser Erklärung nicht zu erwarten, weil doch hinter den Staumassiven eine stärkere Verfaltung und Verschuppung entstehen sollte als in den freien Lücken.

Dann sehen wir keine einzige Decke aus den zentralen Depressionen wirklich bis ins Vorland voreilen.

Die Deckenreste, welche tatsächlich im Vorland liegen, gehören ja schon zu viel höheren Decken, z. B. zu der unterostalpinen, welche in den zentralen Depressionen ja gar nicht mehr enthalten ist. Der Rand dieser unterostalpinen Deckenreste aber beschreibt im übrigen von den Préalpes über die Klippen bis zum Rätikon eine dem Alpenbogen ganz gut angepaßte, über 300 km lange Linie. Die große vorgeschobene Deckenschubmasse der Préalpes zeigt außerdem zu beiden Seiten des Genfersees eine größere Längserstreckung als überhaupt der Lücke zwischen Aarmassiv in NO und Montblanc-Aiguilles-Rouges-Massiv im SW entspricht.

In den Ostalpen kann man ebenfalls nirgends ein Voreilen der zentralalpiner Decken aus den Depressionen gegen das Vorland bemerken. Im Gegenteil, es verläuft sogar die S-Grenze der Nördlichen Kalkalpen vom Arlberg bis zum Semmering in einer auffallend geradlinigen Richtung.

Der Zusammenhang zwischen zentralen Kulminationen und Depressionen mit vorgelagerten Schwellen und Lücken des alten Grundgebirges und aus den Lücken voreilenden Decken scheint mir den wirklichen Verhältnissen nicht zu entsprechen oder mindestens nicht darin zum Ausdruck zu gelangen.

Wir haben bisher vor allem den Einfluß von älteren Strukturen auf das Bewegungsbild der mediterranen Faltenschlingen betrachtet.

Es ist aber auch untersuchungswert, ob sich in diesen Gebirgen nicht wesentlich jüngere tektonische Strukturen befinden und welche Beschaffenheit dieselben innehaben.

Solche jüngere tektonische Umformungen sind schon seit langer Zeit bekanntgeworden.

Ich erinnere hier nur kurz an die Erklärung der alpinen Randseen von A. Heim durch ein Rücksinken des Alpenkörpers.

Ich selbst habe seit 1906 junge Verbiegungen als die Ursachen der großen diluvialen Aufschüttungen in den Alpentälern und im Vorland angenommen. Ich dachte dabei schon nicht mehr an eine einheitliche Bewegung der ganzen Alpen, sondern an reicher gegliederte Verbiegungen mit zahlreichen also viel kleineren Wirkungsbereichen.

Die Ergebnisse mehrfacher Bohrungen unterstützen heute diese Hypothese.

In derselben Richtung bewegen sich auch die Ergebnisse der modernen morphologischen Untersuchungen der alpinen Formenwelt.

Auch hier ist die Annahme von jungen Hebungen und Verbiegungen zu einem wichtigen Mittel für das Verständnis der heute vorliegenden Bauformen geworden.

Es ist nun zu fragen, stellen diese mannigfachen jungen Senkungen, Hebungen, Verbiegungen nur ein sanftes Ausklingen der großen tertiären Gebirgsbewegungen vor oder handelt es sich dabei um eine davon getrennte, neue Phase von tektonischer Lebendigkeit.

Nach meiner Einsicht ist eher das letztere der Fall, wofür ich folgende Überlegung ins Feld führen möchte.

An der N-Seite der Alpen haben wir im Miozän und Oligozän eine reiche Schutttausstrahlung im Vorland liegen.

Im Pliozän schrumpft dieselbe sehr zusammen, um dann im Diluvium wieder ein Maximum zu erreichen.

Die mächtige Schutttausstrahlung im Miozän-Oligozän kann man nun ungezwungen mit den großen Gebirgsbewegungen in Verbindung bringen. Die Lücke in der Ausstrahlung im Pliozän wäre als Ausdruck einer weitgehenden Erniedrigung und Einrundung des Gebirges wohl verständlich, wogegen die starke Steigerung der Schutttausstrahlung im Diluvium mit einer jugendlichen Hebung des eingerundeten Alpenkörpers zusammenhängt.

Ich habe in den Arbeiten „Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen — 1923 und Verwendung der Schutttausstrahlung zur Erkennung von Gebirgsverschiebungen —, 1924“ zuerst auf die Lücke in der alpinen Schutttausstrahlung aufmerksam gemacht und eine tektonische Erklärung durch Annahme eines Vormarsches des Alpenbogens versucht. Der gewaltige Erosionseinschnitt zwischen den hochgelegenen tertiären Altflächen in den Ostalpen und den tiefen Tälern dazwischen, in welchen bereits die alten Glazialablagerungen ruhen, schien mir mit einer so auffallenden Abnahme der Schutttausstrahlung nicht vereinbar. Nun ist es aber durch neuere Untersuchungen wahrscheinlich geworden, daß es sich hier vielfach gar nicht um eine so gewaltige Tiefenerosion zu handeln braucht, sondern vielmehr um ganz „junge Heraushebungen“ der Plateaus, welche eben die hohen Altflächen tragen.

Die ersten hiehergehörigen Beobachtungen habe ich soeben in der Zeitschrift für Geomorphologie zur Veröffentlichung gebracht.

Die ganze Angelegenheit würde dadurch also etwa folgende neue Wendung erfahren.

In den Ostalpen darf man die heutigen Reliefformen nicht einfach mit der tertiären Tektonik in Zusammenhang bringen.

Die tertiären Hochformen waren bereits tief erniedrigt und weitgehend verrundet. Erst eine Jungtektonik schuf durch neue Heraushebungen die Grundanlagen für die heute noch vor uns liegenden Hochformen.

Dabei machen nicht etwa die Alpen als Gesamtheit eine solche Hebung mit, sondern nur sehr viele einzelne Teile derselben, und zwar in verschiedenen Beträgen.

Auf diese Weise kommt dann eine sehr enge Beziehung zwischen der Morphologie und dieser Jungtektonik zustande.

Man kann diese Angelegenheit aber auch von einer ganz anderen Seite her betrachten. Wir haben in den Alpen mehr minder komplizierte tektonische Bauwerke vor uns, welche zumeist erst durch die Einschnitte der Erosion unserer Beobachtung zugänglich geworden sind.

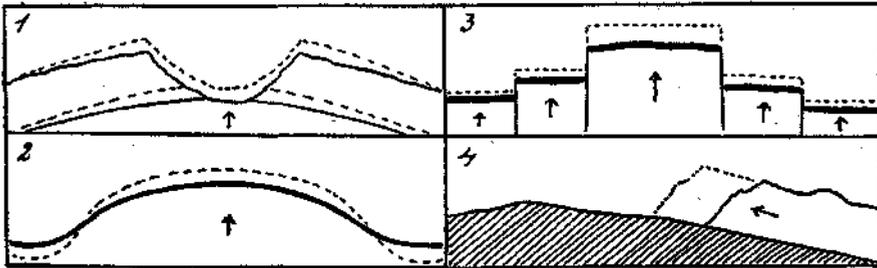


Fig. 13. Beispiele von Jungtektonik im Sinne des alten Baustils. 1 = Weiterbiegung eines zerschnittenen Gewölbes. 2 = Verstärkung der Herauswölbung. 3 = Verstärkung der Staffelung. 4 = Weiterschub einer Schubmasse.

Man hat sich nun vielfach auf den Standpunkt gestellt, diese tektonischen Gehilde seien bereits fix und fertig gewesen, bevor sie von der Erosion angeschnitten wurden.

Ein Beweis dafür ist wohl schwer zu erbringen. Die westalpinen Geologen stehen auch heute noch, soweit es mir bekannt ist, auf diesem Standpunkt. Man kann sich aber auch auf den Standpunkt stellen, daß nur ein Teil der Tektonik älter als die sichtbaren Erosionseinschnitte, ein anderer aber mit diesen gleichaltrig sei.

Es ist wahrscheinlich, daß der weitaus größte Teil der Tektonik älter als die heute sichtbaren Erosionseinschnitte ist, immerhin aber besteht daneben doch ein jüngerer Anteil, welcher mit dieser Erosion noch Hand in Hand gegangen ist und vielleicht auch noch weiter geht. Ich will diese Anschauung mit Hilfe einiger Beispiele kurz zu erläutern versuchen.

Zunächst gibt es keine tektonischen Bauformen, an denen theoretisch eine jüngere Verstärkung oder Schwächung im Sinne ihres älteren Baustils etwa ausgeschlossen wäre.

Fig. 13. legt im Schema einige hiehergehörige Hauptformen vor.

Es können sowohl ebene als auch gebogene Schicht- oder Deckensysteme noch eine Jungtektonik enthalten, deren Vorhandensein sich aus der Tektonik allein nicht sicher erweisen läßt. Solche noch ganz

dem älteren Baustil folgsame Neubewegungen sind meist nur an etwaigen morphologischen Wirkungen zu erkennen.

Daneben gibt es aber auch junge Störungen, welche dem älteren Baustil nicht mehr folgen, sondern denselben irgendwie durchkreuzen. Die Bezeichnung „Störung“ ist hier ganz am rechten Platz.

Solche Jungtektonik ist natürlich viel leichter herauszulesen.

Am auffallendsten sind hier vertikale Störungen in einem Baustil, der vor allem von mehr horizontalen Bewegungen geschaffen wurde.

Wenn z. B., wie Fig. 14 vorführt, liegende Falten oder flache Schubbahnen von Störungen zerschnitten werden, so ist klar, daß nicht nur die eine Bauweise die ältere, die andere die jüngere ist, sondern daß diese Formen sich gegenseitig in ihrer Weiterentwicklung völlig ausschließen. Umgekehrt könnten auch vertikale Strukturen die älteren und horizontale oder schräge Störungen die jüngeren sein.

In Wirklichkeit scheint dieser Fall jedoch weit seltener als der erstere zu sein.



Fig. 14 = Jüngere Verwerfungen stören einen älteren Bau von Liegfalten.

Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal einer mit der Morphologie eng verbundenen Jungtektonik ist dann in einer weitergehenden Selbstständigkeit des Aufbaues einzelner Bergkämme und Berge gegenüber ihrer weiteren Umgebung zu sehen. Während die großen gebirgsbildenden Überschiebungen und Überfaltungen eben doch große Teile des Gebirges durchdrangen und in eine zusammengehörige Bewegungsmasse verwandelten und dadurch Strukturen erzeugten, welche unabhängig von der späteren Zerteilung weit über Berg und Tal hin sich ausspannen, findet sich daneben oft eine bescheidene, rein lokale Tektonik, welche zu der älteren, großzügigeren nicht zu passen scheint.

Sie umgrenzt nur kleinere, morphologische Gebirgseinheiten, hebt diese aber unabhängig von der weiteren Umgebung durch einen selbstständigen Baustil hervor.

Die Mittel für eine solche „Verselbständigung“ sind ziemlich verschieden, und ich will im folgenden einige häufigere und einfachere Fälle beschreiben. Wohl das meist verwendete Mittel für eine tektonische Abgrenzung kleinerer Einzelbereiche gegen eine größere umgebende Masse sind vertikale Störungen.

Wir sehen hier durch vertikale Störungen einen älteren Überschiebungsbau zerschnitten und in eine „Staffelgruppe“ umgewandelt.

Noch deutlicher als bei rein vertikalen Störungen (von denen man übrigens nicht weiß, ob sie sich in größerer Tiefe nicht umbiegen) tritt die Selbstständigkeit einer Bauweise bei der Verwendung von schräg geneigten Verschiebungen hervor.

Wie Fig. 15 vorlegt, ist in einem solchen Falle sowohl bei konvergierenden als auch bei divergierenden Störungen eine deutliche Beziehung zu einem „Mittelkörper“ gegeben. Dies gilt ebenso, ob nun dieser Mittelkörper eine Versenkung oder eine Heraushebung vorstellt. Es gilt weiter ebenso, ob die Versenkungen und die Heraushebungen an Schubflächen stattfinden oder durch Faltung bewerkstelligt werden. Als ein Beispiel für „Heraushebung“ an Schubflächen führe ich ein Profil durch das Kaisergebirge (Fig. 16) und als Beispiel einer mächtigen

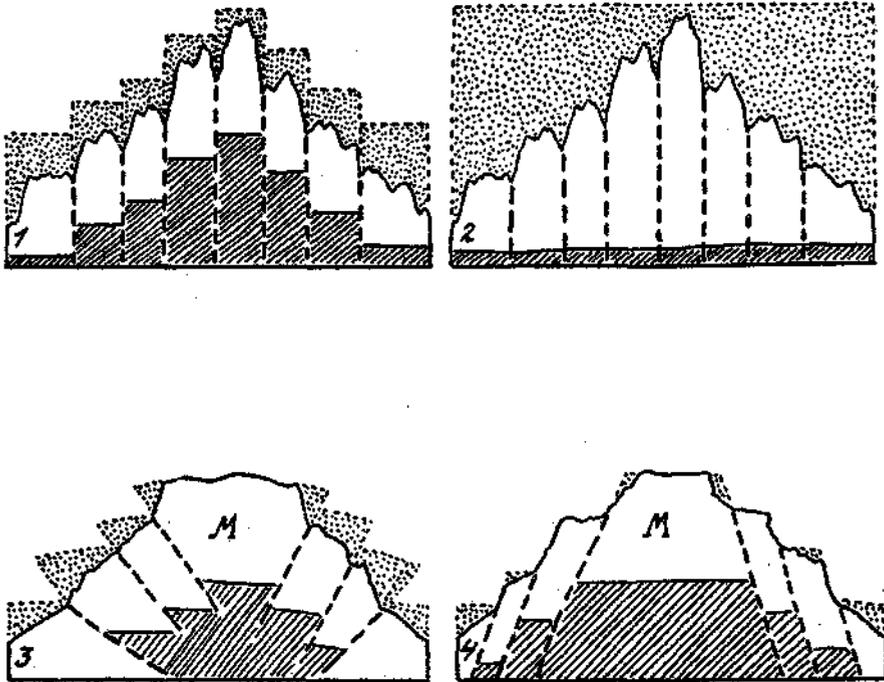


Fig. 15. Schraffiert = unterer, Weiß = oberer Teil einer Schichtfolge. Punktiert = die von der Erosion bereits entfernten Massen. 1 = Zerlegung mit vertikalen Schubflächen. Vertikalverschiebungen. 2 = Zerlegung mit vertikalen Schubflächen. Horizontalverschiebungen. 3 = Zerlegung mit konvergierenden Schubflächen. 4 = Zerlegung mit divergierenden Schubflächen. *M* = Ausbildung eines bevorzugten Mittelteiles.

„Herauswölbung“ eine Kopie des Montblanc-Profiles (Fig. 17) aus der Geologie der Schweiz von A. Heim hier an. Der Befund, daß eine derartige Tektonik offenbar jünger als die tertiäre Gebirgsfaltung ist, erledigt aber noch keineswegs das Verhältnis dieser Jungtektonik zur heutigen Morphologie. Es kann eine solche Jungtektonik immer noch älter als die heutige Morphologie und von dieser ganz unabhängig sein.

Erst wenn diese Jungtektonik in einem strengen Zuordnungsverhältnis zu den heutigen Hoch- oder Tiefformen des Reliefs steht, ist ihre Gleichaltrigkeit damit wahrscheinlich.

Das heißt also mit anderen Worten, daß die Tiefe der Täler und die Höhe der Berge nicht ein reines Werk der einschneidenden Erosion, sondern daß vielfach auch die Tektonik durch gleichsinnig mitwirkende Heraushebungen und Einsenkungen an dieser „Reliefspannung“ mitbeteiligt ist.

Es ist wahrscheinlich, daß die Jungtektonik als ein wesentlicher Faktor der „Reliefverstärkung“ eine große Bedeutung im heutigen Gebirgsbau innehat.

Ordnet man derartige einfache und doch selbständige Bauformen in Reihen zusammen, so erkennt man gleich, wie sehr durch eine solche Mitwirkung der Jungtektonik die zur Erklärung der heutigen Relief-formen nötige Abtragsmasse ausgiebig vermindert wird (Fig. 18). Man sieht aber auch weiter, daß sich solche Bauformen in die horizontal wirksame Überfaltungs- und Überschiebungsmechanik nur widerwillig einfügen lassen.

Auch das Mittel des Rückfaltens oder Rückstoßens wirkt hier nicht, weil man es doch nicht auf jede einzelne Bergkette für sich wieder anwenden kann.

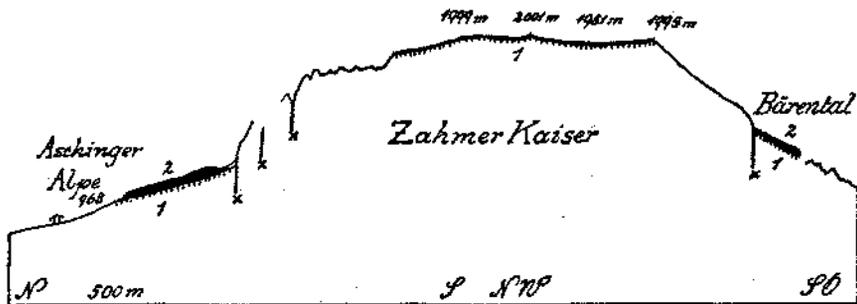


Fig. 16. 1 = Reste einer alten Einrundungs Oberfläche. 2 = Gehängebreccien.
x = junge Schubflächen, an denen die Heraushebung des Gipfelkörpers vollzogen wurde.

Es ist überhaupt sehr fraglich, ob die Vorstellung des Vor- und Rückflutens sich mit der geringen Plastizität der Gesteinsmassen vereinigen läßt.

Die Formen der sogenannten Rückfaltung können vielfach auch durch die wahrscheinlichere Annahme erklärt werden, daß es sich hier um Ausweichungen aus einer tiefer wirksamen starken Pressung handelt.

Das würde aber selbstverständlich nie auf derartig große Verhältnisse anwendbar sein, wie sie etwa Alpen und Dinariden aufweisen. Hier steht ein nord- und ein südbewegter Faltenstrang sich in jeder Hinsicht ebenbürtig gegenüber, und es ist aussichtslos, dies leugnen zu wollen.

Wir haben erkannt, daß es untersuchenswert ist, welcher Anteil der alpinen Tektonik noch ganz jungen Alters sein kann.

Ein solcher junger Anteil kann die ältere Tektonik durchkreuzen, so daß sie als Einheit aufgefaßt unverständlich wird.

Dies gilt z. B. von den merkwürdigen keilförmigen Bauformen, die im Rahmen der großen Überschiebungen und Überfaltungen fremdartig bleiben.

Es kann aber auch eine junge Tektonik geben, welche nur in den Bahnen der älteren weiterwandelt.

Ein solcher Anteil ist dann im allgemeinen nur schwer abzutrennen.

Wahrscheinlich ist ein solches Zusammenfallen der Bewegungsbahnen von älterer und jüngerer Tektonik ziemlich häufig vorhanden.

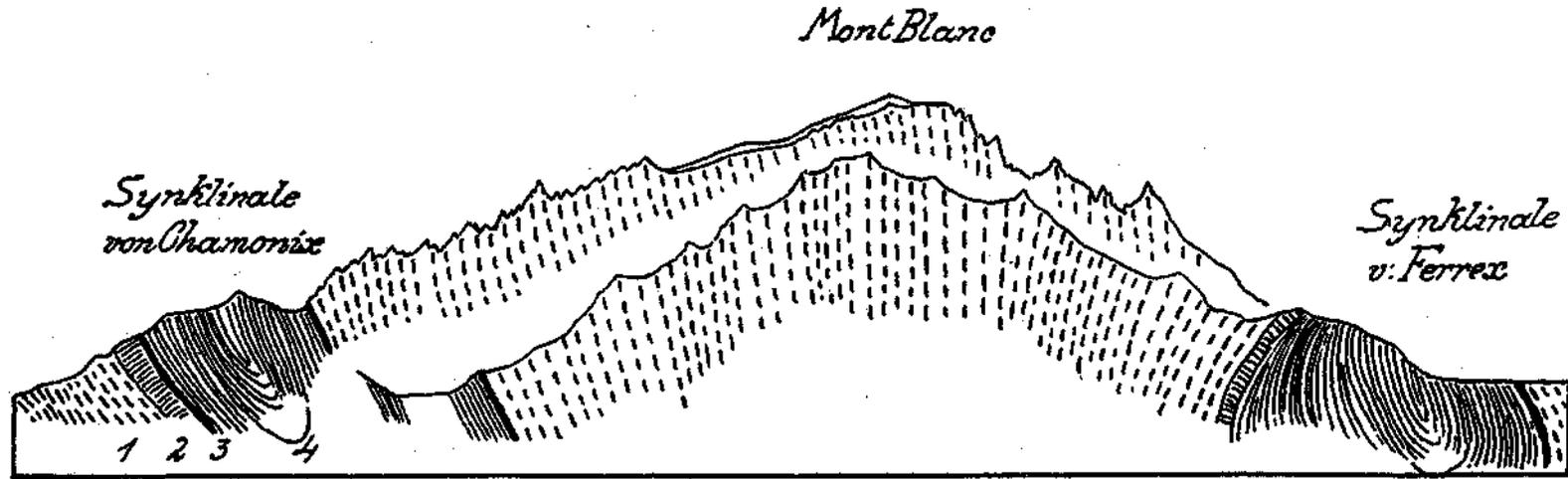


Fig. 17. Schematische Kopie des Montblanc-Profiles in der Geologie der Schweiz von A. Heim. 1 = Granit und kristalline Schiefer, 2 = Carbon, 3 = Trias, 4 = Jura.

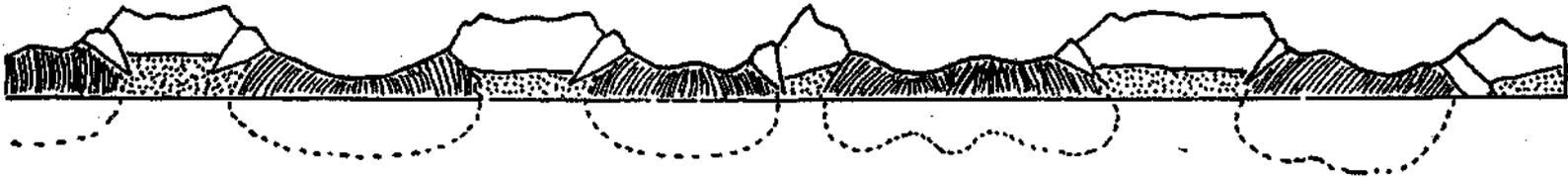


Fig. 18. Reihung von selbständigen Sattel- und Muldenformen. Deutliche Beziehung der Bauformen zur vorliegenden Morphologie. Die Tektonik hat vertiefverstärkend mitgewirkt. Punktiert = nnterer, weiß = mittlerer, schraffliert = oberer Teil einer Schicht- oder Deckenfolge.

Die Möglichkeit einer derartigen jungen Verschiebbarkeit an den Bau-
fugen spielt vor allem für die Morphologie eine große Rolle. Vielfach
sind aber die zeitlich getrennten Vorgänge doch wieder grundverschieden
voneinander. Dazu kommt noch, daß meist die Bauwerke einer älteren
Periode schon von der Erosion zerschnitten sind bevor die neue Periode
einsetzt.

Das ergibt automatisch wesentlich andere Wirkungen (Kerbwirkungen).

Durch diese Zerschneidungen kann dann auch jene merkwürdige,
tektonische Selbständigkeit von einzelnen Berggruppen und Bergformen
zustande kommen, die sonst oft unverständlich bleibt. Soweit sich diese
Frage heute überblicken läßt, handelt es sich bei diesen jungen Um-
formungen nicht mehr um ausgedehntere Überschiebungen und Über-
faltungen, sondern mehr um vertikal sich auswirkende Bewegungen. Es
ist wichtig, daß die Tektonik, je jünger sie ist, desto näher sich an die
heutige Morphologie anzuschließen scheint.

Wien, Anfang Februar 1926.

Neue Übersicht über die fossile Flora der Höttinger Breccie.

Von Prof. Dr. Jos. Murr (Innsbruck).

Mit 2 Tafeln.

Aus dem Geologischen Institut der Universität Innsbruck.

Subventioniert von der Akademie der Wissenschaften.

Wenn ich hier über Ermunterung des Professors der Geologie und Vorstandes des Geologischen Institutes der Universität Innsbruck Dr. R. Klebelsberg darangehe, mit neuen Beiträgen auch eine neue Übersicht über die fossile Flora der berühmten Höttinger Breccie zu veröffentlichen, so ist es notwendig, vorerst wenigstens in Kürze den Gang der bisherigen Erforschung darzulegen.

Fossile Pflanzenreste wurden zuerst am „Roßfallahner“ im Höttinger Graben bei ca. 1150 m ü. M. von Prof. Adolf Pichler im Jahre 1859 gefunden und von F. Unger bestimmt, der die Reste als tertiär auffaßte.¹⁾ Ein Vierteljahrhundert später (1885) behandelte C. v. Ettingshausen²⁾ die Flora als diluvial, ein Jahr darauf aber bestimmte sie D. Stur³⁾ wiederum als tertiär.

Seit A. Penck⁴⁾ unter der fossilführenden Schicht Moräne gefunden hatte, war der interglaziale Charakter der Fundstätte und ihrer Reste stratigraphisch festgelegt und künftigen Bearbeitern der fossilen Flora der Höttinger Breccie der Weg gewiesen.

Kurze Zeit nach Feststellung des Alters der Breccie durch Penck erfolgte durch Wettstein⁵⁾ der Nachweis, daß das von Unger zur Gattung *Persea*, von Ettingshausen zu *Daphne* (*Actinodaphne*) gezogene Leitfossil der „weißen“ Breccie vom Roßfallahner dem *Rhododendron ponticum* L. angehört. Eine Gesamtbearbeitung der Flora dieser Breccie, gegründet auf ein reiches, teils von ihm selbst, teils von dem Diener des Geologischen Institutes in Innsbruck J. Bär, von letzterem insbesondere in den Jahren 1889—91 gesammeltes Material, veröffentlichte Wettstein in seiner Abhandlung „Die fossile Flora der Höttinger Breccie.“⁶⁾

Im Jahrgang 1913, Nr. 3, der „Österr. bot. Zeitschr.“ veröffentlichte ich eine kleine kritische Studie „Zur Flora der Höttinger Breccie“.

1) Pichler, „Beiträge zur Geognosie von Tirol“, Ferdinandeums-Zeitschr., III. Folge, 8. Heft, 1859.

2) „Über die fossile Flora der Höttinger Breccie“, Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch., Bd. XC, Abt. I, S. 260 ff.

3) Abhandl. d. k. k. Geolog. R. A., Bd. XII, Nr. 2, S. 33 ff.

4) „Vergletscherung der deutschen Alpen“, 1882, S. 228, Verhandl. d. Geolog. R. A., 1887, S. 140.

5) Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften, 1888.

6) LIX. Bd. d. Denkschr. d. mathem.-naturw. Kl. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien 1892.

worin ich insbesondere auf die von Wettstein abgebildete *Viola odorata* und ?*Arbutus unedo* L. Bezug nahm, in denen ich die noch jetzt im Brecciengebiete vorkommenden Arten *Viola pyrenaica* Ram. und *Salix grandifolia* Ser. erkannte.

Im Sommer 1923 nach über dreißigjähriger Abwesenheit in meine Heimat Innsbruck zurückgekehrt, interessierte ich mich wieder lebhaft für die weitere Aufklärung der Höttinger Interglazialflora, zumal mir gleichzeitig von Priv.-Doz. Dr. Josias Braun-Blanquet in Zürich sein Werk „L'origine et le développement des flores dans le massif central de France“, Paris und Zürich 1923, zugesandt worden war, in welchem der Verfasser die Interglazialflora Frankreichs und der Nachbarländer, besonders auch diejenige von Pianico-Sellere am Iseo-See, von Flurlingen bei Schaffhausen und Kannstatt eingehend und unter vergleichender Vorführung der Pflanzenlisten behandelt.

In der 22. Folge meiner volkstümlich gehaltenen Studie „Aus Innsbrucks Pflanzenleben“¹⁾ gab ich eine Übersicht über die Erforschung der fossilen Flora der Höttinger Breccie und fügte daran die Mitteilung, daß Wettstein auf Tafel VI seiner Arbeit unter Fig. 3 (als *Polygala chamaebucus* L.) die *Arctostaphylos uva ursi* Spr. abbildet, in der ich nunmehr den Buchs der Höttinger Interglazialflora vermutete. Auch wies ich in dem Aufsätze auf das heute noch bis nahe an die Fundstätte im Roßfallahner reichende Vorkommen eines interglazialen Typus, der *Populus alba* L., hin, die ich später auch fossil in der Breccie nachweisen konnte.

Auf das Erscheinen meines Berichtes hin wurde ich, wie bereits erwähnt, von Prof. Dr. Klebelsberg eingeladen, das reiche im Geologischen Institut der Universität Innsbruck befindliche Material zu untersuchen. Dasselbe setzte sich zusammen aus den eigenen schon von früher her vorhandenen Beständen des Instituts, dann aus der seit kurzem dort untergebrachten Sammlung des Museum Ferdinandeum mit den meisten der von Unger, Eittingshausen und Stur bearbeiteten Originale, ferner aus einer vom Diener J. Bär hinterlassenen, noch ganz unbearbeiteten Kollektion und — während alle bisher erwähnten Funde von der altbekannten Stätte im Roßfallahner stammen — aus sehr umfangreichen, noch nicht näher untersuchten Aufsammlungen J. Bärs von jenen anderen neuen Fundstellen im Hungerburggebiete, über die 1912 Blaas²⁾ kurz berichtet hatte:

1. Mayrscher Steinbruch (780 m ü. M.).
2. Breccienpartie über der Liegendmoräne im östlichen Weiherburggraben (740 m ü. M.).
3. Alter, Spörrscher Steinbruch, Hungerburgsee (900 m ü. M.).
4. Neuer, kleiner Steinbruch am Weg von der Hungerburg zum Rechenhof (900 m ü. M.).
5. Anbruch oberhalb dieses Weges, näher der Mühlauer Klamm (900 m ü. M.).

¹⁾ In der Innsbrucker Tageszeitung „Tiroler Anzeiger“, Jahrg. 1924, Nr. 294 vom 24. Dez.

²⁾ Verhandl. d. k. k. Geolog. R. A., S. 268—272.

Der Kürze halber werden diese Vorkommnisse fortan als solche in der „Hungerburg-Breccie“ zusammengefaßt. Sie liegen — die folgenden geologischen Mitteilungen stammen von Prof. Klebelsberg — zum Unterschied von jenen im Roßfallahner in den seit Jahrhunderten als Baumaterial für Innsbruck ausgebeuteten Partien vorzugsweise „roter“ Breccie. Auch da, wo die rote (durch Buntsandsteinführung bewirkte) Färbung zufällig fehlt — bei 4 und 5 —, ist es ein ganz anderes Sediment, ungleich gröber, durchaus härter und im engeren Sinne breccienartiger als der feine, helle, oft fast kreidige Kalkschlamm, in den die Pflanzen vom Roßfallahner eingebettet sind. Auch die Lagerung ist eine andere. Während es sich am Roßfallahner zur Hauptsache um einen autochthon eingeschlammten Pflanzenbestand handelt, sind es in der Hungerburg-breccie offenbar allochthon gelagerte, zusammengeschwemmte (wenn auch aus der Nähe stammende) Einschlüsse. Entsprechend ist der Erhaltungszustand schlechter, in noch weit stärkerem Grade fragmentarisch, als dies schon für die Roßfallahner Pflanzen gilt.

Die neuen Funde stammen aus der Zeit um 1910. Am ergiebigsten waren die Sprengungen im Spörrschen Steinbruche, die dort dem Ausheben des Beckens für den (künstlichen) Hungerburgsee dienten. Eine Trennung der Funde nach den einzelnen Fundstellen (1—5) ist leider unterblieben, es kann aber nicht zweifelhaft sein, daß es sich wie räumlich so auch genetisch um einander unmittelbar nahestehende Breccienlagen handelt. Die Breccie im Roßfallahner hingegen steht nicht nur vertikal um 250—370 m, sondern auch horizontal um durchschnittlich 2 km ab. Welche Partien innerhalb des ganzen Breccienverbandes die älteren und welche die jüngeren sind, ist wegen der beträchtlichen räumlichen Trennung nicht ohne weiteres zu sagen, an der Zusammengehörigkeit beider Breccienpartien zu einem einheitlichen, einer und derselben Interglazialzeit entstammenden Ablagerungskomplex aber zweifeln die Geologen, die sich näher damit befaßt haben, nicht.

Über einzelne der Funde aus der Hungerburg-Breccie lagen außer jenem kurzen Berichte von Blaas (s. o.) vorläufige (unveröffentlichte) Bestimmungen des seinerzeitigen Assistenten am Botanischen Institut der Universität Innsbruck Dr. Bruno Löffler vor, sonst war das Material noch völlig unbearbeitet.

Früher kannte man lediglich *Pinus*-Nadeln aus anderen Breccienpartien (besonders dem Mayrschen Steinbruch) als jener im Roßfallahner.

Vorläufige Mitteilungen über meine Untersuchungen des ganzen hiemit umschriebenen Materials (aus der Roßfallahner- und Hungerburg-Breccie) sind in den Nummern 40 und 43, 133, 188 des Jahrganges 1925 des „Tiroler Anzeiger“ erschienen als 23., 26. und 31. (B) Folge meiner Studien „Aus Innsbrucks Pflanzenleben“. Außer Identifizierungen, resp. Berichtigungen alter Bestimmungen, wie der *Arundo Goepperti*, der *Cnestis* und *Dalbergia bella* Sturs, des *Cyperus Sirenum* und *Cyperites plicatus* Ungers (*Carex flacca* und *Carex pilosa*), brachten bereits die zwei ersten Berichte mehrere Neufunde aus der Roßfallahner Breccie wie: *Vaccinium vitis idaea*, *Alnus viridis*, *Salix purpurea* usw., ferner solche aus der

Hungerburg-Breccie (*Equisetum telmateia*, *Carex cf. remota*, *Larix*, *Betula verrucosa*).

Wenn ich in der Folge aus dem Bärchen Nachlaß vom Roßfallahner und aus seinen massenhaften Aufsammlungen aus der Hungerburg-Breccie noch einige weitere Funde erzielen konnte, so war dies nur durch andauernde und intensive Bemühungen und Vergleiche möglich, da es sich bei der Roßfallahner Breccie meist um kleinere, von dem sehr scharfsichtigen Bär als aussichtslos und minderwertig bei Seite gelegte Fragmente, bei der Hungerburg-Breccie um ein ganz grobes, für die Erhaltung von Abdrücken denkbar ungünstiges Gestein handelt.

Aus dem viel reicheren und besseren in Wien befindlichen Material der Roßfallahner Breccie — ich erwähne beispielshalber, daß Wettstein nach seiner Angabe (S. 17) 84 Stücke von *Adenostyles Schenkii* vorlagen, während sich im Bärchen Nachlaß nur zwei fast unkenntliche Abdrücke dieser Art fanden — mögen noch weitere Feststellungen zu erzielen sein.

Ich gebe nun zunächst eine auf Grund meiner Untersuchungen erweiterte und verbesserte Zusammenstellung über die fossile Flora der Roßfallahner Breccie, dann (S. 163) eine Zusammenstellung über die fossile Flora der Hungerburg-Breccie.

In der ersten Liste (Roßfallahner Breccie) sind die Arten, welche sich in dem von mir untersuchten Materiale fanden, fett gedruckt, die von mir neu gefundenen außerdem mit einem vorgesetzten Sternchen versehen, die bei Wettstein verzeichneten, meinem Materiale aber fehlenden Arten in gewöhnlichem Druck mitangeführt. Irrige ältere Bestimmungen habe ich mit vorgesetztem Kreuzzeichen dort erwähnt, wohin sie nach meiner Ansicht am wahrscheinlichsten gehören. Die in Klammern vorgesetzten Nummern sind diejenigen der Wettsteinschen Aufzählung. Die in Klammern nachgesetzten oder sonst eingefügten römischen und arabischen Zahlen geben Tafel und Nummer der der vorliegenden Arbeit angeschlossenen Abbildungen an. Ein am Schlusse des Absatzes angefügtes H bedeutet, daß die Art auch in der Hungerburg-Breccie gefunden wurde.

In der zweiten Liste (Hungerburg-Breccie) besagt der Mangel des vorgesetzten Sternchens, daß die betreffenden Arten schon aus der Roßfallahner Breccie bekannt waren, bzw. nunmehr bekannt sind, während die Arten mit vorgesetztem Sternchen auch gegenüber der nunmehrigen Kenntnis der Roßfallahner Flora neu sind.

A. Die fossile Flora der Roßfallahner Breccie.

(42) *Nephrodium filix mas* (L) Rich. Wettstein, Taf. VII, Fig. 2—5. Auch in den Innsbrucker Sammlungen, darunter ein größeres Stück als die von Wettstein abgebildeten. H.

(38) *Taxus baccata* L. In den Innsbrucker Sammlungen vielfach in Abdrücken abgefallener Nadeln vertreten. Zwei Stücke mit zahlreichen nur 10—15 mm langen, 2 mm breiten, sehr stumpfen, öfter stark gekrümmten Nadeln sind gänzlich irrig als + *Pinus pumilio* Haenke bestimmt, also offenbar z. T. Originale der „*P. pumilio*“ bei Ettingshausen, S. 5 (264). Letztere Art hat 2—5 cm lange, nie so breite

und stumpfe Nadeln. Die Eibe kommt noch heute in der Nähe der Roßfallahner Breccie, auch locker- und kurzadelig, vor.

(37) *ssp. Höttingensis* (Wettstein). In der Sammlung des Geologischen Institutes in einem prächtigen Abdruck vertreten.

(34) *Picea excelsa* (Lam.) DC. Auch in den Innsbrucker Sammlungen in einzelnen Nadeln und Triebspitzen vertreten. H.

* *Abies alba* Mill. (II 13). In vier Stücken, zweimal als *Picea excelsa* bestimmt, in den Innsbrucker Materialien, auch deutlich zweireihige Triebe. Die Weißtanne wurde auch im gleichaltrigen Interglazial von Kannstatt und von Flurlingen bei Schaffhausen sowie von Pianico-Sellere am Iseo-See gefunden.

(35) *Pinus silvestris* L. Auch in den Innsbrucker Sammlungen mehrfach vertreten. Wegen des so zahlreichen Vorkommens der alpinen *Salix glabra* ist es wahrscheinlich, daß ein Teil der Abdrücke zu der heute neben dieser Weide wachsenden *P. montana* Mill. gehört. H.

In der Sammlung des Ferdinandeums erliegt augenscheinlich auch das Original der *Pinus laricio* bei Eттingshausen, S. 6 (265), (I 1). Das Nadelpaar mißt 6.5 cm, überschreitet also den von Wettstein (S. 28) für den Hang der Solsteinkette gefundenen Durchschnitt von 47 mm beträchtlich. Unter den von Wettstein gemessenen 73 fossilen Nadeln der Roßfallahner Breccie erreichen bei einem Durchschnitt von 48 mm zwei die Länge von 60 cm, 37 eine Länge zwischen 50 und 60 cm (Ascherson und Gräbner, Synopsis der mitteleuropäischen Flora, 2. Aufl., I. Bd., S. 337, geben die Länge auf „bis 5 [selten 7] cm“ an). Es erscheint keineswegs ausgeschlossen, daß es sich bei den ungewöhnlich langen Nadeln wirklich um die südosteuropäische *P. nigra* Arn. handelt, deren in allen Teilen mehr weniger verkürzte var. *Salzmanni* (Dum.) nach Braun-Blanquet (S. 23) aus dem gleichzeitigen Interglazial von Ayalades und Meyrargues in Frankreich angegeben wird und noch heute in den Cevennen vorkommt.

(36) *Juniperus communis* L. Von Wettstein nach zwei Astspitzen bestimmt.

* *Poa hybrida* Gaud. Diese unsere Grünerl- und Krummholzbestände begleitende subalpine Grasart vermute ich in einem glatten Stengelstück mit Scheide und unterem Blatteil.

(41) *Carex pendula* Huds. + *Cyperites canaliculatus* Heer¹⁾ nach Unger, + *Chamaerops cf. helvetica* Heer bei Stur (zwei etwas konvergierende Basalstücke von Grundblättern, wie sie auch im Innsbrucker Material vorkommen [I 12]), + *Cyperites Höttingensis* Palla. Von Wettstein, S. 32 (508), zuerst mit Recht obige in Nordtirol heute fehlende, wohl aber in feuchten Wäldern Vorarlbergs besonders als Buchenbegleiterin ziemlich verbreitete Art vermutet. In den Innsbrucker Sammlungen sehr zahlreich in oft sehr plastischen Stücken vorhanden.

Ich bemerke, daß die Blätter von *Carex strigosa* Huds. eine genau gleiche Faltung aufweisen, doch entschied ich mich für *C. pendula* Huds.

¹⁾ So nach einem etikettierten Exemplar des Ferdinandeums; eigentlich würde der Name besser auf die folgende *C. pilosa* passen.

aus pflanzengeographischen Gründen und wegen des öfteren Vorkommens von Verdickungen an den Kanten der zwei Hauptriefen älterer Blätter.

* *C. pilosa* Scop. (I 11). Wohl identisch mit *Cyperites plicatus* Heer bei Unger. In den Innsbrucker Sammlungen zahlreich, wenn auch etwas weniger häufig als vorige vertreten, z. T. sogar noch mit einzelnen erhaltenen Haaren oder doch sonst mit überall sichtbaren Haarwurzeln. Heute in ganz Tirol fehlend, doch noch an vereinzelt schattigen, humosen Waldstellen von der Feldkircher bis in die Bregenzer Gegend. Eine mit keiner anderen unserer mitteleuropäischen Arten nahe verwandte (s. Ascherson-Gräbner, Synopsis II 2, S. 133), stark an die ostasiatisch-nordamerikanische Sektion der *Careyanæ* Tuckerm. anklingende, sicher auf tertiären Ursprung zurückgehende Spezies.

* *C. flacca* Schreb. (cf. I 14). Nach alter Bestimmung eines Schaustückes der Sammlung des Geologischen Institutes mit + *Cyperus Sirenum* Heer identisch, heute noch im Kalkgebirge auf trockenem und feuchtem Boden, auch im Gerölle überall häufig. H.

(39) *Convallaria maialis* L. (I 14). Auch in den Innsbrucker Sammlungen in mehreren Stücken der Roßfallahner Breccie vorhanden. Hieher + *Arundo Goeperti* Heer bei Unger und Stur, Taf. I, Fig. 1 (ingerolltes, nur mit dem Rücken sichtbares Blatt, in dem Wettstein, S. 32 [508], richtig eine Gattung der Liliifloren vermutet). H.

(40) *Maianthemum bifolium* (L.) Schm. Wettstein, Taf. II, Fig. 1 und 2. Auch in den Innsbrucker Sammlungen in ziemlich zahlreichen, meist scharfen Abdrücken vorhanden.

* *Orchis* sp. Auf diese Gattung, am ehesten auf *O. mascula* L., beziehe ich ein basales Stück eines unteren Stengelblattes aus dem Bär'schen Nachlaß, mit zarter, aber deutlich erhaltener Nervatur.

* *Populus alba* L. (I 4). Von mir in zwei Fragmenten mit der charakteristischen scharfen und sehr engen Netzaderung im Bär'schen Nachlaß gefunden. *P. alba* kommt heute meist strauchartig am Höttinger Berg bis in Hungerburghöhe und sogar bis gegen den Roßfallahner hinauf vor. Bei W. Rytz: Über Interglazialfloren und Interglazialklimate mit besonderer Berücksichtigung der Pflanzenreste von Gondiswil-Zell und Pianico-Sellere in Festschrift C. Schröter (Zürich 1925), S. 540ff., besonders S. 549, wird sie neben *Abies alba* und *Corylus* von Pianico-Sellere aufgeführt.

(32) *Salix triandra* L. Von mir in der weißen Breccie nicht gesehen, übrigens in Sellrain und Paznaun bis 1300 m beobachtet. Ich vermute, daß es sich hier um schmalblättrige Exemplare von *S. glabra* handelt. H.

(31) *S. incana* Schrank. Auch in den hiesigen Sammlungen in einigen unzweifelhaften Abdrücken vorhanden. H.

* *S. purpurea* L. In ziemlich zahlreichen Blattabdrücken vertreten; zweimal traf ich sie als *Polygala chamaebuzus* L. hestimmt. H.

(28) *S. caprea* L. (schon bei Ettingshausen angeführt, bei Wettstein als „ziemlich sicher“). Ich sah in der Roßfallahner-Breccie kein sicheres Stück; indes steigt die Art am Solstein bis 1370 m, im Stubai bis 1600 m, so daß die Angabe keinem Bedenken unterliegt. H.

(29) *S. grandifolia* Seringe. Bei Stur, Taf. II, Fig. 14, als *Salix* sp., bei Wettstein, Taf. IV, Fig. 1, als +? *Arbutus unedo* L., die ein Jahresmittel von 15° C verlangt hätte und in der Pflanzengesellschaft der Roßfallahner-Breccie neben den Alpenen zweifellos ausgeschlossen ist (s. Murr, Österr. bot. Zeitschr., Jg. 1913, Nr. 3). Auch in den Innsbrucker Sammlungen in zahlreichen sicheren Abdrücken vorhanden. H.

(30) *S. glabra* Scop. (II 18 a, b). In sehr zahlreichen und scharfen Abdrücken vertreten (darunter fünfmal als *Rhododendron ponticum* bestimmt). Gelegentlich vorkommende noch sehr junge und zarte Blätter stellen die + *S. arbuscula* L. bei Ettingshausen dar. Hieher nach der Originalfossilie (Sammlung des Ferdinandeums [II 18 c]) die + *Ilex glacialis* Ettingshausen (die Abbild. bei Ettingshausen, Taf. I, Fig. 2, gehört eher zu *S. grandifolia*); auch der Gypsabdruck der + *Dalbergia bella* bei Stur stellt ein basales Blattstück dieser Art dar, das allerdings durch scheinbaren Abschluß nach oben ein Blatt von *Vaccinium myrtillus* vortäuscht, aber niemals mit dem *Ledum palustre* Ettingshausens (dies = *Arctostaphylos uva ursi*) in Beziehung gebracht werden dürfte.

(27) *S. nigricans* Sm. Schon von Ettingshausen angegeben, bei Stur, Taf. II, Fig. 15, als *Salix* sp. bei Wettstein, Taf. II, Fig. 7 (sehr breitblättrig), Taf. III, Fig. 3 (typisch). Liegt in den Innsbrucker Sammlungen in sehr zahlreichen Exemplaren mit oft feinst erhaltener Nervatur vor. H.

(33) *Alnus incana* L. (I 15). In den Innsbrucker Sammlungen in verschiedenen Formen und Entwicklungsstadien vorhanden. Engnervige Blätter (II 16 a, b) könnten leicht für *Carpinus* gehalten werden. H.

* *A. viridis* Lam. et DC. (II 17). Hieher beziehe ich mit Entschiedenheit (und unter wiederholter Billigung J. Pölls) einen ziemlich scharfen Blattabdruck des Bärnschen Nachlasses. Die *A. viridis* bei Ettingshausen dürfte wohl der ungleich häufigeren *A. incana* angehören.

* *Corylus avellana* L. (I 2 a, b). Ein in der Nervatur genau stimmendes Blattfragment im Bärnschen Nachlasse, ferner noch zwei weitere deutliche Blätter und eine vordere Hälfte eines kleinen Blattes mit deshalb gedrängteren Nerven. Bei den kräftigen Blättern wäre *C. colurna* L., die Baumhasel, nicht ausgeschlossen, doch läßt sich dies bei dem Mangel eines deutlichen Blattrandes kaum entscheiden. Wahrscheinlicher handelt es sich um die gewöhnliche Haselnuß. H.

* *Ulmus scabra* Mill. (I 5). Im Bärnschen Nachlasse ein Blatt der var. *microphylla*, wie sie noch heute in gleicher Gebirgshöhe etwas weiter östlich ob Thaur auftritt. Zu dieser Art gehört wohl auch die (26) *Ulmus campestris* L. em. Huds. bei Wettstein, zumal die echte Feldulme heutzutage in Nordtirol nicht vorkommt.

* *Fagus sylvatica* L. (I 3). Ein deutliches Blatt im Bärnschen Nachlasse, ebenso zwei ziemlich sicher hiehergehörige Blatthälften mit entfernten, geraden Seitennerven. Daß die im französischen Interglazial von Resson ziemlich häufige Buche auch bei uns nicht fehlte, lag schon aus dem Vorkommen von Buchenbegleitern wie *Potentilla micrantha* und *Viola pyrenaica* nahe.

(14) *Ribes alpinum* L. Von Wettstein aus vier Blattstücken bestimmt, von Kerner an der Roßfall 300—400 m höher, von mir bei

1400—1450 im Istal des Haller Salzberges neben der Buche (in Masescha ob Vaduz bei 1250 m neben *Acer campestre*!) gefunden.

(9) *Rubus caesius* L. (I 6). Von Wettstein aus einem Blattabdruck erkannt. Auch im Bärtschen Nachlaß mehrfach vertreten. H.

(11) *Fragaria vesca* L. Wettstein, Taf. V, Fig. 1 a und 6. Mehrfach in scharfen Abdrücken vorhanden. H.

(10) *Potentilla micrantha* Rain. Von Wettstein aus einigen Blattfragmenten unter *Fragaria* erkannt. Auch heute noch an der Stelle und in Gesellschaft der Buche noch 350 m höher vorkommend.

(12) *Sorbus aria* (L.) Cr. Von Wettstein nach einem nicht vollständig erhaltenen Blatt vermutungsweise bestimmt. Ein Typus der heutigen Flora des Höttinger Berges.

(13) *S. aucuparia* L. Von Wettstein nach einem vollständig erhaltenen Fiederblättchen angeführt.

(8) *Prunus avium* L. Von Wettstein nach einem wenig gut erhaltenen Blatt vermutungsweise bestimmt.

(7) *Lathyrus cf. vernus* L. Bernh. Von Wettstein in zwei Blattfragmenten vermutet. In Nordtirol heute noch als seltenes Relikt bei Zirl, Imst und Landeck.

(4) *Acer pseudoplatanus* L. Stur, Taf. II, Fig. 12 (als *Acer pseudoplatanus*), Fig. 10, 11 (als *Acer* sp.), Fig. 9 (als *Acer cf. Ponzianum* Gaud.), Fig. 8 (als *Acer cf. trilobatum* A. Br.). Wettstein, Taf. IV, Fig. 3, Taf. V, Fig. 5 (Frucht). In den Innsbrucker Sammlungen in großer Zahl, wenn auch, wie alles, oft nur in mehr weniger deutlichen Fragmenten, vorhanden. H.

* *A. campestre* L. (I 7). Ein Blattfragment im Bärtschen Nachlasse. Der Feldahorn wurde auch im gleichzeitigen Interglazial von Resson und Besac gefunden und ist heute wie die sie stellenweise begleitenden Cypergräser *Carex pendula* und *C. pilosa* für die untere Zone des feuchteren und temperierteren Vorarlberg bezeichnend.

(2) *Polygala chamaebucius* L. Wettstein, Taf. VI, Fig. 2. (Die Art zeigt kaum sichtbare, steil aufgerichtete Seitennerven; einzelne solche dürften auf dem Bilde nachgebessert sein.) Auch im Innsbrucker Material mehrfach, wobei öfters ein an der frischen Pflanze nicht sichtbares sehr feines Adernetz hervortritt.

(6) *Rhamnus frangula* L. + *Actinodaphne frangula* Ettingsh., bei Stur, Taf. II, Fig. 1—4. Wettstein, Taf. VI, Fig. 1. Das Blatt bei Ettingshausen, Taf. I, Fig. 1, dürfte nach Größe und Form zu *Rhododendron ponticum* gehören, wobei infolge des Abdorrens eine runzelige Nervatur dritter Ordnung hervortritt.

(5) *Rh. hoettingensis* Wettstein, Taf. IV, Fig. 5. Wohl nur schmalblättrige Ausbildung der vorigen.

Dr. J. Gayer hat kürzlich (Fedde, Repertorium XXII [1925], pp. 191) eine der *Rh. hoettingensis* recht ähnliche, 1925 zuerst von mir, dann von ihm in meiner Gesellschaft am Haller Salzberg bei 1200—1300 m gefundene Form der *R. frangula* mit längeren, zugeschweiften Blättern als *f. laurifolia* Gayer veröffentlicht.

* *Rh. cathartica* L. (I 8). Eine deutliche Blatthälft im Bärtschen Nachlaß.

* *Vitis silvestris* Gmel. (I 9). Im Bärtschen Nachlaß neben einem Blattpaar der Pontischen Alpenrose eine wohl hierher gehörige Blatthälfte ohne deutliche Berandung, doch mit der für die Rebe bezeichnenden sehr groben, tief eingesenkten, netzigen Nervatur. Die Richtigkeit unserer Deutung wird auch durch das Vorkommen der Rebe neben *Rhododendron ponticum* und *Acer opalus* im Quarternär von Pianico Sellere am Iseo-See (Braun-Blanquet a. a. O. S. 18) gestützt. Auch Hegi Ill. Flora von Mitteleuropa V. Bd., 1. Teil, S. 369, hält ein seinerzeitiges Vorkommen der Rebe innerhalb des Vergletschungsgebietes für recht wohl möglich.

Nachträglich finde ich, daß bereits die Abbildung bei Stur, Taf. II, Fig. 13 („*Acer* aus der Sektion der *Palaeospicata*“), die ich in meinem dritten Vorberichte auf ein üppiges Blatt von *Acer opalus* Mill. bezog, gleichfalls fast unzweifelhaft der wilden Rebe angehört. Im Gegensatz zu meiner Abbildung, Taf. I, Fig. 9, handelt es sich hier um die Rückseite einer Blatthälfte mit der so bezeichnenden dicken, stellenweise geradezu wulstigen Nervatur 1. bis 3. Grades.

(3) *Tilia platyphyllos* Scop. Wettstein, Taf. IV, Fig. 2. Ohne Zweifel richtig bestimmt.

* *Viola pyrenatica* Ram. Wettstein, Taf. II, Fig. 8 (reproduziert bei Blaas „Kleine Geol. v. Tirol“ Taf. 12, Fig. 2), als *Viola odorata* L. sens. lat. Ich ziehe dieses Blatt wegen seiner Kleinheit und der charakteristischen sehr seichten Ausbuchtung des Grundes auch heute noch unbedingt zu dieser im Höttinger Graben von mir bis 1400 m gefundenen südlichen Art. Die Blattspitze ist bei der lebenden Pflanze ausgeschweift oder gerundet wie am vorliegenden Abdruck. Die Fig. 7 der Taf. VI bei Wettstein gehört nach Pöll (mündl.) zu der heute bei Hötting und Mühlau nur bis 750 m aufsteigenden * *V. subodorata* Borb. (*V. superodorata-pyrenatica recedens ad odoratam*), sofern nicht etwa die tiefere Ausbuchtung des Blattgrundes und die groben Kerben am linken Blattlappen auf dem Bilde übertrieben nachgebessert sind.

(16) *Hedera helix* L. Wettstein, Taf. VI, Fig. 5 u. 6. Auch im Innsbrucker Material in zwei Fragmenten vorhanden.

(15) *Cornus sanguinea* L. Von Wettstein nach wenigen Exemplaren bestimmt.

(22) *Rhododendron ponticum* L. (I 10) + *Persea speciosa* Heer (*Laurinea* sp., *Laurus* sp. usw.) nach Unger; + *Daphne Hoettingensis* Ettingsh., Taf. I, Fig. 3, Taf. II, Fig. 1—5, + *Actinodaphne Hoettingensis* Ettingsh. bei Stur, Taf. I, Fig. 2—9. Wettstein, Taf. I, Fig. 13. Hierher auch + *Cnestis* sp. bei Stur, Taf. II, Fig. 17 (oberer Teil eines alten breiten, flachen, deutlicher gerippten Blattes). Auch in den Innsbrucker Sammlungen sehr reichlich und in verschiedenster Ausbildung von jungen, noch ganz eingerollten bis zu alten, sehr grobrippigen Blättern vorhanden, auch eine Braktee (s. Wettstein, Taf. II, Fig. 4—6), ferner wohl hierher gehörige Äste (z. T. als *Cyperites hoettingensis* bestimmt!) mit teilweise noch frisch erhaltenem Holz.

* *Arctostaphylos uva ursi* (L.) Spr. Ettingshausen, Taf. II, Fig. 6, als + *Ledum palustre* L., Wettstein, Taf. VI, Fig. 3, als *Polygala Chamaebuxus* L. Auch im Bärtschen Nachlaß in zwei Exemplaren

vorhanden. Die Art kommt heute unter- und oberhalb der Höttinger Alpe, sowie an der roten Breccie unter der Hungerburg vor.

* *Vaccinium vitis idaea* L. (II 19). Ein charakteristisches gewölbtes Blatt im Bärchen Nachlaß (Seitennerven deutlich, abstehend und z. T. anastomosierend). Die Art kommt auch heute am Höttinger Berg, also auf Kalk, stellenweise zahlreich vor. Ein Blatt von (25) *Buxus sempervirens* L. (Spitze ausgerandet und seitlich geschweift) fand ich in dem immerhin reichlichen Innsbrucker Material nirgends, muß also diese Angabe, zumal bei dem Vorkommen der zwei im vorausgehenden genannten halbstrauchigen Arten mit buchsähnlichen Blättern, weiterhin stark bezweifeln. Der Buchs wurde zwar im Interglazial von Uznach nächst dem Züricher See, von Flurlingen bei Schaffhausen und von Kannstatt gefunden (Gams mündl und Braun-Blanquet a. a. O., S. 17), scheint aber in die Alpen nicht eingedrungen zu sein; auch das Vorkommen am Schoberstein bei Steyr wird nicht mehr für ursprünglich gehalten.

(23) *Prunella vulgaris* L. Wettstein, Taf. III, Fig. 2. Auch im Bärchen Nachlaß ein kleines Stück. H.

(24) *P. grandiflora* Jacq. Wettstein, Taf. V, Fig. 1 b. Nach Bild und Verhältnissen unzweifelhaft.

(17) *Viburnum lantana* L. Schon von Ettingshausen, S. 11 (270) aufgeführt. Stur, Taf. II, Fig. 16, Wettstein, Taf. VI, Fig. 4. Auch in der Sammlung des Geologischen Institutes ein sehr schönes Stück.

(19) *Adenostyles glabra* (Mill.) DC. ssp. *calcarea* Bruegg, var. *Schenkii* (Wettst.), Taf. III, Fig. 1, Taf. V, Fig. 2 u. 3. Im Bärchen Nachlaß ein undeutlicher Blattabdruck und ein Fragment eines alten grobnervigen Blattes.

(18) *Bellidiastrum Michelii* Cass. Wettstein, Taf. V, Fig. 4.

(20) *Tussilago farfara* var. *prisca* (Wettst.), Taf. IV, Fig. 4. Fast gleiche Blätter kommen wie bei *Adenostyles calcarea* auch heute noch an Ort und Stelle vor. Der *T. prisca* Wettst. ähnlich ist *T. farfara* L. var. *duplicato-lobata* J. Murr in Neue Übersicht über die Farn- und Blütenpflanzen von Vorarlberg und Liechtenstein, III, 1, p. 322 von Feldkirch und den Liechtensteiner Alpen.

Hinsichtlich der von Wettstein aufgestellten vier fossilen Arten bemerke ich im allgemeinen, daß die klimatischen und sonstigen Verhältnisse unseres Interglazials, wie aus vielem anderen zu erkennen ist, kaum so weit abweichen, um eigene, jetzt ausgestorbene Phanerogamen-Arten erwarten zu lassen, wie denn auch die Bearbeiter der gleichzeitigen quarternären Floren des wärmeren Mitteleuropa keinen Anlaß gefunden haben, derartige neue fossile Spezies aufzustellen. In all diesen Stücken war meiner Meinung nach nicht nur Ettingshausen, sondern auch Wettstein, trotz ihrer Auffassung der Höttinger Flora als einer diluvialen, durch das Auftreten des *Rhododendron ponticum* etwas zu stark beeinflusst.

In einer seltenen gelblichen, weichen und feinen Sorte der Roßfallahner Breccie finden sich baumknospenähnliche, z. T. als „Brakteen von *Rhododendron ponticum*“ bestimmte Gebilde (II, 20a—d), an deren

Zugehörigkeit zum Pilzgeschlechte, und zwar zu den *Xylariaceen* ich keinen Zweifel hege, worin ich auch die Zustimmung G. Bresadolas¹⁾ und V. Litschauers fand. Von den heimischen Arten kommt *Xylaria polymorpha* (Pers.) am nächsten. Prof. Litschauer machte mich jedoch nachträglich auf eine noch ähnlichere Art aus Java mit wie bei unserer fossilen *Xylaria kahler* (erst zuletzt etwas stacheliger) Keule, *Coelorhodon obovatum* (Berkeley) van Overeem (*Xylaria obovata* Berk., *X. tuberosoides* Rehm), abgebildet in den *Icones Fungorum Malayensium* von van Overeem und Weese (Wien 1925), Taf. XI, aufmerksam.

Ich bezeichne die vielleicht zu *Rhododendron ponticum* in Beziehung stehende Art provisorisch als *Xylaria glandiceps* mh. mit folgender kurzer Diagnose: *X. fasciculatim truncis v. ramis veterioribus enascens omnino levis pedunculo ambitu rotundato, stromate a pedunculo clare distincto glandiformi maturo 25—45 mm longo. Xylaria polymorpha* differt pedunculo et stromate verrucoso-granulatis vix unquam bene distinctis, stromate claviformi, *X. obovata* differt stromate breviori ovato vel rotundato-ovato aut subclaviformi primum levi denique sparse spinuloso-granulato.

Habituell erinnert der fossile Pilz auch lebhaft an unsern *Cordyceps ophioglossoides* (Ehrh.), weshalb ich zuerst den Gattungsnamen *Cordyxylaria* gewählt hatte.

Den zweiten, im Abdruck einem stark gewölbten Maiglöckchenblatt oder umgekehrt einer Zwiebel sehr ähnlichen Pilz bezeichnete Bresadola als zu den *Agaricaceen* gehörig, wobei er wegen der leistenförmigen Lamellen nur einen Pilz von der Art des *Cantharellus clavatus* (Pers.) im Auge gehabt haben konnte, der aber netzig verbundene Lamellenleisten besitzt. Ich halte den Pilz für eine *Clavariacee*, und zwar für nahe verwandt mit unserer *Clavaria pistillaris* L. Ich nenne diese gleichfalls heute nicht mehr bei uns vorkommende Form *Clavaria turbinata* mh., quae differt a *Cl. pistillari* (L.) clava latissima turboniformi et pedunculo tenui. Bezeichnend ist, daß unsere nächstverwandten Arten *Xylaria polymorpha* und *Clavaria pistillaris* als Laubholz-, spez. Buchenbegleiter gelten.

B. Die fossile Flora der Hungerburg-Breccie.

Nephrodium filix mas (L.) Rich. Liegt in einem sehr mangelhaften Fragmente vor.

* *N. spinulosum* (Muell.) Stempel. In zwei schwach abgedrückten Wedelspitzen und einem Fiederlappen mit teilweise bemerkbaren Sori vorhanden.

* *Cystopteris fragilis* (L.) Bernh. In einem kleinen Fiederlappen von mir gefunden.

* *Equisetum telmateia* Ehrh. Ein deutliches Stengelstück einer unfruchtbaren Pflanze. Ich fand die in der näheren Innsbrucker Umgebung jetzt ziemlich seltene Art kürzlich auch hart unter dem Roßfallahner.

¹⁾ Dieser dachte bei 20a allerdings an eine *Mycena*, von der jedoch bei der durchaus sehr weichen Beschaffenheit aller Arten dieser Gattung ein Abdruck ausgeschlossen ist, abgesehen davon, daß eine *Mycena* mit keuligem, ungerieftem Hute kaum existieren dürfte. Es handelt sich hier wahrscheinlich um ein losgebrochenes, verkümmertes Individuum einer *Xylariagruppe*.

Picea excelsa (Lam.) Lk. Mehrfach in deutlichen Nadeln vorliegend.

* *Larix decidua* Mill. (II 24.) Eine scharf abgedrückte Gruppe von Nadeln.

Pinus silvestris L. Massenhaft vertreten.

* *Scirpus silvaticus* L. Ein wahrscheinlich hierher gehöriges 1 cm breifes Blattstück mit tief eingesenktem Mittelnerv (ein gleiches auch in der weißen Breccie gefunden). Die Art wird bei Braun-Blanquet auch aus dem gleichzeitigen französischen Interglazial genannt.

* *Carex remota* L. Eine Blättergruppe, die mir nach der Nervatur am ehesten dieser Art anzugehören scheint.

C. flacca Schreb. Mehrfach starre, rinnige, schmalere Blätter, die wahrscheinlich auf diese Art zu beziehen sind.

* *C. alba* Scop. Ein Bündel nach Schmalheit (wenig über 1 mm), Nervenzahl usw. wahrscheinlich zu dieser Art gehöriger Blattstücke neben *Corylus*-Fragmenten.

Convallaria maialis L. Zahlreiche undeutliche Blattabdrücke.

* *Betula pendula* Roth (I 25.) In mehreren undeutlichen flachen und ein paar scharfen, teilweise aufgerollten Blättern vorhanden.

Alnus incana (L.) Mnch. (I 26.) Massenhaft, öfter in scharf plissierten jungen Blättern.

Corylus avellana (L.). Ein scharf abgedrücktes Stück aus der Mitte eines Blattes mit der für diese Art bezeichnenden hrückenartigen Nervatur dritten Grades.

* *Quercus robur* (L.) (II 21 b). Ein Blattstück mit zwei scharf abgedrückten Lappen (Rückseite eines offenbar verdorrten Blattes), ferner vier Stück (s. II 21-a) aus der Vorderseite frischer Blätter ohne Rand resp. Lappung.

* *Populus tremula* L. Ein schwacher Abdruck, der sich jedoch nach sorgfältigem Vergleich der Nervatur als hinlänglich sicher hierher gehörig erwies.

* *Salix alba* L. (II 27). Hierher beziehe ich ohne Bedenken einige sehr kräftige, lanzettliche, lang zugespitzte, ganzrandige Blätter mit tief eingedrücktem Mittelnerv.

S. triandra L. Für die Roßfallahner Breccie von mir bezweifelt. In zwei wenig deutlichen, aber fast unzweifelhaften Abdrücken (Blatt eiförmig-lanzettlich) vertreten.

S. purpurea L. (II 28), *S. incana* Schrk. (II 29), *S. nigricans* Sm., *S. grandifolia* Ser. Die ersten zwei Arten vereinzelt, die zwei letzteren zahlreich vorliegend.

S. caprea L. (II 30). Ein etwas gerolltes Blatt mit sehr plastischer, grober Nervatur (auch von Pöll als sicher zu *S. caprea* gehörig angesehen).

Rubus caesius L. (II 31). Die Hälfte eines obersten Teilblattes.

Fragaria vesca L. Einige dürftige, aber hinlänglich deutliche Bruchstücke.

* *Pirus piraster* (L.) Borkh. Ein paar Fragmente, insbesondere eine ziemlich sicher hierhergehörige untere Blatthälfte.

* *Malus silvestris* (L.) Mill. (II 22). Ein recht wenig deutliches, aber trotzdem kaum anderswohin zu beziehendes Blatt.

* *Acer platanoides* L. (II 23). Ein verhältnismäßig guter, wenn auch eines deutlichen Lappens entbehrender Blattabdruck (mit den sieben Hauptnerven) unter den Schaustücken des Geologischen Institutes, aus der Gegend zwischen der Hungerburg und der Mühlauer Klamm. Wegen der Kleinheit des Blattes wäre die Deutung auf das im Quartär am Iseo-See neben *A. opalus* gefundene *Acer Lobelii* Ten. naheliegend; doch zeigt letztere Art gekrümmte Seitennerven des Mittelnervs und steiler aufgerichteten untersten Haupt-Seitennerv.

A. pseudoplatanus L. Zahlreich und in den Fragmenten der Lappen die Blätter anderer Gehölze nachtäuschend.

* *Calluna vulgaris* (L.) Hull. Zwei etwas undeutliche und verworrene Astgruppen.

Prunella vulgaris L. In mehreren deutlichen Blattabdrücken vorhanden, die bereits von Dr. Löffler richtig bestimmt worden waren.

Fragen wir nach dem pflanzengeographischen Ergebnisse der verbesserten Florenliste vom Roßfallahner, so bleibt, wenn auch abgeschwächt, die vierte Schlußfolgerung Wettsteins aufrecht, daß unsere fossile Flora an meisten Ähnlichkeit mit der pontischen Flora im Sinne Kerners zeige. Diese Annahme stützt sich nach wie vor besonders auf das Auftreten der Pontischen Alpenrose, die noch heute das Pontische Randgebirge bis zur Waldgrenze (1800 m) bewohnt¹⁾ und neuestens auch in der europäischen Fortsetzung des kleinasiatischen Randgebirges, dem Strandscha Dagh bei Konstantinopel, gefunden wurde.

Eine besondere Stütze erwächst dieser Auffassung aus den von mir mit ziemlicher Sicherheit auf die wilde Rebe, die Begleiterin der Pontischen Alpenrose, bezogenen Blattfragmenten.

Die wilde Rebe wird bei Hegi (Ill. Flora v. Mittel-Europa, Bd. V, 1, S. 364 f.) als heimisch in den Auenwäldern der ungarischen Tiefebene, im dazischen Eichenwald des Banat, im Buchenwald des Csernatales in Siebenbürgen, in den Bergwäldern der Dobrudscha, im südlichen Rußland, in Kleinasien, besonders in den kolchischen Urwäldern und in Transkaukasien angegeben.

Auch Weißtanne, Hasel, Buche und Silberpappel, von den krautartigen Pflanzen die Riesen-Segge (*Carex pendula* Huds.) passen recht wohl in die pontische Gesellschaft, welche eine weitere starke Stütze erhalten würde, wenn sich die langnadelige Föhrensorte unserer Breccie als zu *Pinus nigra* var. *Salzmanni* gehörig erweisen ließe.

Es läßt sich jedoch aus dem Vorkommen aller dieser Gewächse kein Schluß auf das Klima jener Epoche ziehen, zumal die Pontische Alpenrose in derselben augenscheinlich bereits „abgehärtet“ als Relikt aus

¹⁾ Dr. Heinrich v. Handel-Mazzetti, Ergebnisse einer botanischen Reise in das Pontische Randgebirge im Sandschak Trapezunt (Sep. Abdr. aus dem XXIII. Bd. der Annalen des k. k. Naturhist. Hofmuseums, Wien 1909). Der Verfasser nennt dort von Höttinger Typen unter anderem auch *Taxus baccata*, *Rhamnus frangula*, *Sorbus aria*, *Vaccinium vitis idaea*.

dem Höhepunkte der betreffenden Interglazialzeit auftritt. Eher lassen sich Schlüsse aus dem jetzigen Verhalten der kultivierten Pontischen Alpenrose ziehen.

Im heutigen Innsbruck bei einem Wintermittel von -2.2° hält die kultivierte Pontische Alpenrose auf Freiland nur sehr milde Winter, in Feldkirch bei -1.2° Wintermittel gewöhnliche Winter zur Not aus. Für das Aushalten der Pontischen Alpenrose als wenn auch abgehärteten heimischen Florenelementes ist zumindest ein Wintermittel von -0.7° bis -0.5° anzunehmen, also eine Erhöhung um wenigstens 3° gegenüber sonnigen Orten Nordtirols in gleicher Höhenlage (Trins -3.5° Wintermittel).

Über ein Jahresmittel von 8.5° bis 9° C darf wegen des unzweifelhaften Vorkommens wirklich alpiner Arten kaum hinausgegangen werden. Ich habe dabei weniger *Adenostyles crassifolia* (var. *Schenkii*) und *Bellidiastrum Micheli* im Auge, die heute an schattigen Stellen in Vela bei Trient bei zirka 11° Jahresmittel vorkommen, als zwei heute nicht mehr bis zum Roßfallahner herabsteigende Arten, *Ribes alpinum* und die fossil am Roßfallahner so stark hervortretende *Salix glabra*, die sich neben mediterranen Arten am Monte Maranza nächst Trient bei 800 m und über Caldonazzo gegen Lavarone bei 750 m findet, für welche Stellen wiederum beiläufig ein Jahresmittel von 8.5° — 9° , also gleichfalls eine Erhöhung von 3° — 3.5° (Trins hat 5.3° Jahresmittel) anzunehmen ist.

Als Jahresmittel mag übrigens vielleicht sogar das heutige des Inn-ales bei Innsbruck (7.9°) oder doch das von Feldkirch (8.2°) genügen, wenn man gleichzeitig eine größere Feuchtigkeit, ähnlich der des heutigen Feldkirch (1155 mm jährl. Niederschlag) oder Bregenz (1537 mm) gegenüber der heutigen (853 mm) annimmt.¹

Penck hat neuestens die Höttinger interglaziale Flora auf die Mindel-Riß-Interglazialzeit bezogen. Die Breccienflora stimmt jedoch durch Arten wie: *Taxus baccata*, * *Carex flacca*, * *C. pendula*, *Salix grandifolia*, *S. nigricans*, * *S. purpurea*, * *Corylus avellana*, *Alnus incana*, *Rhamnus frangula*, *Tilia platyphyllos*, *Acer pseudoplatanus*, * *A. campestre*, *Hedera helix*, *Cornus sanguinea* nach wie vor ganz ausgezeichnet zu den teils sicher, teils wahrscheinlich dem Riß-Würm-Interglazial angehörigen Floren von Resson, Pont-à-Mousson und La Sauvage in Frankreich, ferner zu * *Abies alba*, *Picea excelsa*, * *Populus alba*, * *Corylus*, *Rhamnus frangula*, *Cornus sanguinea* von Kannstatt, zu * *Abies alba*, *Picea excelsa*, *Ulmus campestris*, * *Vitis vinifera* und *Rhododendron ponticum* von Pianico-Sellere am Iseo-See.²⁾

Von den im gleichzeitigen französischen, teilweise auch süddeutschen Interglazial gefundenen Arten sind in unserer weißen und roten Breccie

¹ Nach mündlicher Mitteilung des Mitverfassers der neuen Flora von Bulgarien Prof. N. Stojanoff von Sofia beträgt die jährliche Regenmenge am Standorte des *Rhododendron ponticum* im Strandscha-Gebirge 800 mm, während sie in der unteren Region des Gebietes nur 500 mm erreicht.

²⁾ S. Braun-Blanquet, L'origine etc., S. 13—18, bes. S. 16 ff. Die von mir für die Roßfallahner Breccie gefundenen und wie man sieht für die Feststellung des Interglazials wichtigen Arten sind mit * bezeichnet.

nicht beobachtet: *Alnus glutinosa*, *Carpinus betulus*, *Populus nigra*, *Berberis vulgaris*, *Crataegus oxyacantha*, *Prunus padus*, *Acer opalus*, *Evonymus europaea*, *Tilia cordata*, *Fraxinus excelsior*, *Ligustrum vulgare*. Noch überhaupt nicht aus dem Interglazial nachgewiesen sind von sonst auch bei uns zu erwartenden Elementen: *Rosa* sp. (!), *Prunus spinosa*, *Hippophae*, *Viburnum opulus*, *Lonicera xylosteum* und *alpigena*.

Denen der fossilen Flora vom Roßfallahner sehr ähnliche Verhältnisse treffen wir heute bei etwa 6° Jahresmittel in ungefähr gleicher Höhe in der sonnigen Weitung des benachbarten Halltals (Haller Salzberges), wo wärmeliebende Gehölze, wie die Großblättrige Linde (diese mit der Alpen-Johannisbeere dort etwas höher, bei 1400 m, als Relikt von mir gefunden), die * Hasel, der Wollige Schneeball und der Faulbaum — auch die feuchtigkeitsliebende Eibe wächst in der Nähe —, mit Alpenen wie der Legföhre, der Glänzenden Weide und dem Alpendost, mit Subalpinen, wie der * Weißtanne, der Großblättrigen, der Schwarz- und Uferweide, der * Grün-Erle, dem Bergahorn, der Vogel- und Mehlbeere, dann dem Maiglöckchen, der Buchsblättrigen Kreuzblume, der * Preiselbeere, der * Gebräuchlichen Bärentraube, der Großblütigen Hügelbrunelle und dem Sternlieb, und mit Kühleliebenden wie dem Männlichen Wurmfarne, der Fichte, der Grau-Erle und der * Purpurweide, ferner dem Maiblümchen, der Gemeinen Hügelbrunelle, dem Huflattich (ich führe durchwegs nur Arten an, die in der Roßfallahner Breccie fossil vorkommen) sich vermischen. In noch günstigeren Südwestlagen am Stanglmahd ob Thaur treffen wir sogar 50 m über der Zone des Roßfallahner den Efeu und 100 bis 150 m höher fünf weitere wärmeliebende Typen der Roßfallahner Breccie: den Wacholder, die Bergulme, verwilderte Vogelkirsche, den Gemeinen Hartriegel und die Blaugrüne Brombeere. Freilich selbst Arten wie *Populus alba* oder *Viola subodorata* bleiben heute schon bei 900 m, resp. 700 m zurück.

Ganz besonders auffallend ist die Ähnlichkeit der Pflanzengesellschaft der Roßfallahner Breccie mit der Waldflora des feucht temperierten Vorarlberg, wenn man das Vorwiegen von Arten wie *Taxus baccata*, * *Abies alba*, * *Acer campestre*, *Tilia platyphyllos*, *Carex pendula*, * *C. pilosa*, dann wieder von *Acer pseudoplatanus*, *Ribes alpinum*, *Convallaria*, *Chamaebuxus* usw. in Betracht zieht. Dem tertiären Relikt der Interglazialflora, *Rhododendron ponticum*, entspricht in Vorarlbergs Wäldern die atlantische Immergrüne *Ilex aquifolium*. Ich habe auch schon bei früherer Gelegenheit bemerkt, daß an der Tschavoll'schen Villa am Margaretenkapf in Feldkirch eine ausgedehnte Heckenzeile von *Rhododendron ponticum* ohne besonderen Schutz unmittelbar neben *Cotoneaster integerrima* und den alpinen Relikten der Illschlucht gedeiht (J. Murr, Neue Übersicht, II, S. 285, Erklärung zu Bild XI, *Sorbus Mougeotii* in der Untern Illschlucht).

Die **Flora der Hungerburg-Breccie** enthält außer dem * Spitzahorn (dieser etwas höher und abseits gegen die Mühlauer Klamm hier gefunden) mehrere mäßig wärmeliebende Elemente wie Föhre, * Hasel, * Mandel- und * Silberweide *, Stiel-Eiche *, Holzbirne und Holzapfel, * davon der Spitzahorn und die vier letzteren als Arten der Hügelzone aus der weißen Breccie nicht bekannt, dagegen weder die

Pontische Alpenrose noch auch alpine Arten; von ursprünglich subalpinen sind auch hier die Großblättrige und die Schwarzweide sowie das Maiglöckchen zahlreich vertreten. Es überwiegen weitaus kühlere Arten, wie die * Fichte, * Lärche, Grau-Erle, * Warzenbirke, * Espe, Purpur- und Uferweide, der Echte und * Dornspitzige Wurmfarne; der * Riesen-Schachtelhalm und die * Schläffe Segge (*Carex remota*) weisen auf ausgedehnteren Waldsumpf, die * Silber- und die Mandelweide auf temperiert kühles Klima.

Da die Hungerburg-Breccie nach Ansicht der Geologen trotz ihrer 300 m tieferen Lage demselben Interglazial angehört wie die vom Roßfallahner, so muß es dahingestellt bleiben, ob ihre Flora einem kühleren Abschnitt derselben Zwischeneiszeit angehört oder ob die kühlere Flora lediglich in der ebenen, feuchten, weniger sonnigen Lage ihren Grund hat, wie eine solche kühle Zone mit herrschender Grau-Erle und Purpurweide gegenwärtig bei gleicher Höhe (900 m) am Eingang des Halltales, 200—400 m unterhalb der der Roßfallahner Breccie entsprechenden thermophil-subalpin gemischten Flora der mittleren Talhöhe, entgegentritt.

Da sich in der weißen Breccie wärmeliebende Arten wie *Populus alba*, *Potentilla micrantha*, *Viola pyrenaica* finden, welche heute ebenso an Ort und Stelle oder ganz nahe vorkommen, so liegt der Gedanke nahe, daß solche Arten (etwa auch noch mit unserer *Ostrya* von Mühlau) sich während der folgenden Eiszeiten an freien, sonnigen Partien unseres Kalkgebirges gerettet haben möchten. Dies ist jedoch ausgeschlossen, respektive nur am Rande der Alpen denkbar, da die nachfolgende Vergletschung wie die vorausgegangene viel zu mächtig war und auch eine viel zu starke Temperaturniedrigung zur Folge haben mußten. Als Zeit der Übermürung ist etwa die Mitte des Mai anzusehen, da sich neben ganz jungen Blättern von *Rhododendron ponticum* und *Salix glabra* auch schon junge und fortgeschrittene Früchte des Bergahorns finden.

Der Verfasser erlaubt sich zum Schlusse Herrn Professor Dr. R. Klebelsberg für das geschenkte Vertrauen und alles freundliche Entgegenkommen, der wissenschaftlichen Hilfsarbeiterin des Geologischen Institutes Fräulein Anna Säger für die mit großer Umsicht und Sorgfalt ausgeführten photographischen Aufnahmen der oft recht undeutlichen und fragmentarischen Abdrücke und dem Diener des Institutes L. Schörgendorfer für vielfach bewiesene Bereitwilligkeit den wärmsten Dank auszusprechen.

Ganz besonders aber fühlt sich der Verfasser verpflichtet, Herrn Hofrat Prof. Dr. R. Wettstein für das gelegentlich der Überreichung seiner Arbeit zugewendete außerordentliche Wohlwollen und der Akademie der Wissenschaften für die auf des Genannten Empfehlung bewilligte Drucksubvention seinen tiefgefühlten Dank zum Ausdruck zu bringen.

Erläuterungen zu den Tafeln.

Ich bemerke, daß ausschließlich Arten aufgenommen wurden, die bei Wettstein nicht abgebildet (größenteils auch nicht enthalten) sind. Auch solche Typen habe ich mehrfach hinzugenommen, die den älteren Autoren Anlaß zu Irrungen gaben oder künftig falsche Deutungen verursachen könnten. Ein dem Artnamen vorgesetztes Sternchen bedeutet: neu gegenüber der bisherigen Kenntnis der Flora der Höttinger Breccie.

A. Roßfallahner Breccie.

Wärmeliebende Elemente.

1. „*Pinus laricio* Poir.“ bei Ettingshausen. Original aus der Sammlung des Ferdinandeums. (Die Abbildung infolge Verkleinerung der Tafel illusorisch.)
2. a, b. * *Corylus avellana* L. Die obersten Seitennervenpaare steil konvergierend! Bei b die engstehenden brückenartigen Quernerven z. T. deutlich sichtbar.
3. * *Fagus silvatica* L. Blatt etwas rautenförmig, ganzrandig, wellig gefaltet.
4. * *Populus alba* L. Die sehr feine Netzaderung ist auf dem Lichtbilde einigermaßen sichtbar; alle Nerven 1.—3. Ordnung tief eingesenkt. (Das Bild bei der Betrachtung schräg nach links zu halten.)
5. * *Ulmus scabra* Mill. var. *microphylla*. Die schwache Lappung im oberen Drittel deutlich sichtbar, Blattzähne spitz und grob.
6. *Rubus caestus* L. Der Abdruck gibt den Eindruck des dünnen, schwach gewellten Blattes dieser Art wieder.
7. * *Acer campestre* L. Blatt augenscheinlich ledrig. Nervatur scharf, grobnetzig, Seitennerven fast horizontal.
8. * *Rhamnus cathartica* L. (etwas vergrößert). Blatt dünn ledrig, Blattrand fein gezähnet (dies beim Original am Blattgrunde deutlich sichtbar), Nerven sehr scharf, Seitennerven unmittelbar am Blattgrund einsetzend, etwas bogig steil ansteigend.
- 9, 10. * *Vitis vinifera* Gmel. [prohab.]. (Links zwei Blätter von *Rhododendron ponticum* L.) Nervatur grobnetzig, alle Nerven tief eingesenkt; die sich treffenden Nerven 3. und 4. Ordnung begrenzen vier- bis sechseckige, grubenartige Vertiefungen. Für *Rubus caestus* ist das Blatt, speziell auch am Grund, zu breit und unten zu stark ausgerandet, *Tilia* und *Corylus* besitzen zartere, brückenartig ineinanderfließende Nervatur dritter Ordnung.
11. *Carex pendula* Huds. Zwei konvergierende Grundblätter, wie sie bei Stur (l. c. p. 36, Fig. I und II) als Wurzelstück eines Blattes von *Chamaerops cf. helvetica* (wohl absichtlich ausnahmsweise nicht photographisch) abgebildet sind.
12. * *Carex pilosa* Scop. Blatt etwas schmaler, Nebennerven gleichmäßiger als bei *C. pendula*.

Kühleliebende Elemente (und Anhang).

13. * *Abies alba* Mill. Die für die Zweige der Weißtanne bezeichnende kürzere zweite (obere) Blattrippe ist an der Versteinerung durch tastenartige, mittels gangartiger Vertiefungen geschiedene Leisten angedeutet.
14. *Convallaria maialis* L. (begleitet von vier scharfgekielten Blättern von *Carex flacca* Schreb.). Ein 20mm breiter Mittelstreifen eines solchen zurückgeschlagenen Blattes wurde von Stur (Taf. I, Fig. 1) als *Arundo Goeperti* abgebildet.
15. *Alnus incana* (L.) Mneh. Sehr schöner Abdruck aus der Sammlung des Ferdinandeums, darüber ein Blattfragment mit der typischen entfernten Nervatur dieser Art.
16. a, b. (Blatt a vom gleichen Breccienstück wie 15 b aus dem Bärchen Abfall.) *Alnus incana* (L.) Mneh., durch die enge Nervatur ein *Carpinus*-Blatt nachtäuschend, indes durch die rechts unten sichtbare runzelige Quernervatur, auch wohl durch die größeren Hauptnerven als zu *Alnus incana* gehörig erwiesen.

17. * *Alnus viridis* Lam. et DC. (aus dem Bärchen Abfall). Blatt relativ klein, rundlich-eiförmig, plötzlich kurz zugespitzt, Rand fein gesägt.

18. *Salix glabra* Scop. Die schöne Blattgruppe *a* durch Anstrich mit Ölfarbe etwas entstellt, dem Blatt des *Rhododendron ponticum* (als welches sie bestimmt waren, dessen junge Blätter aber lang und schmal aufgerollt sind) ähnlich. Bei *b* die auch heute häufige schmalblättrige Form; *c* (Sammlung des Ferdinandeums), etwas wellig und durch undeutliche Ablösung vom Breccienmaterial scheinbar ausgebuchtet, stellt (wie ähnliche Blattabdrücke von *Salix grandifolia* oder *S. caprea*) die *Ilex glacialis* Ettingshausens dar.

19. * *Vaccinium vitis idaea* L. Die feine Kerbung des Blattrandes an dem Original deutlich sichtbar. (*Buxus* hat vorne ausgerandete und unter der Spitze seitlich etwas ausgeschweifte Blätter.)

Anhang:

20 *a-d*. * *Xylaria glandiceps* mb. ad int.

20 *e*. * *Clavaria turbinata* mh. ad int.

B. Hungerburg-Breccie.

Wärmeliebende Elemente.

21. * *Quercus robur* L. Bei *a* Stück der Vorderseite eines frischen Blattes mit den weit entfernten Seitennerven, bei *b* ober der Mitte die Rückseite zweier Lappen eines dünnen Blattes, an dem die Seitennerven scharf zulage treten. (Das Bild 21 *a* bei der Betrachtung aufrecht zu halten; links in beträchtlichen Abständen drei Seitennerven.)

22. * *Malus silvestris* (L.) Mill. Seitennerven weit entfernt, beim Einlauf in den Hauptnerv nach abwärts geschweift (bei *Salix caprea*, *Prunus padus* usw. gerade einlaufend).

23. * *Acer platanoides* L.

Zu den mäßig wärmeliebenden können auch gerechnet werden:

27. * *Salix alba* L. Blattspitze.

31. *Rubus caestus* L. (vgl. Tafel I, Fig. 6). Nerven scharf, am Ende mit kurzgabligter Verästelung. (Das Bild aufrecht zu halten.)

Kühleliebende Elemente.

24. * *Larix decidua* Mill. Nadeln sehr fein, noch teilweise gebüschelt und z. T. leicht gebogen.

25. * *Betula pendula* Roth. Rand scharf gesägt, Blätter gewölbt, wohl im Verdorren.

26. *Alnus incana* (L.) Mncb. Scharfer Abdruck mit sehr deutlicher Quersattelung.

28. * *Salix purpurea* L.

29. *S. incana* Schrk.

30. *S. caprea* L.

Anmerkung: Bei der Zitierung der Tafeln im Texte sind die dort in Klammern beigefügten Nummern (I und II) zu verstehen.



10

9



1



11



2a



2b



6



7



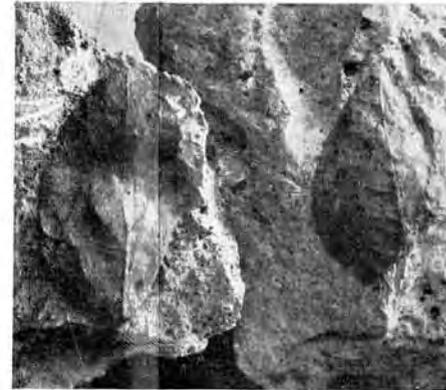
15



12



14



25



4



5



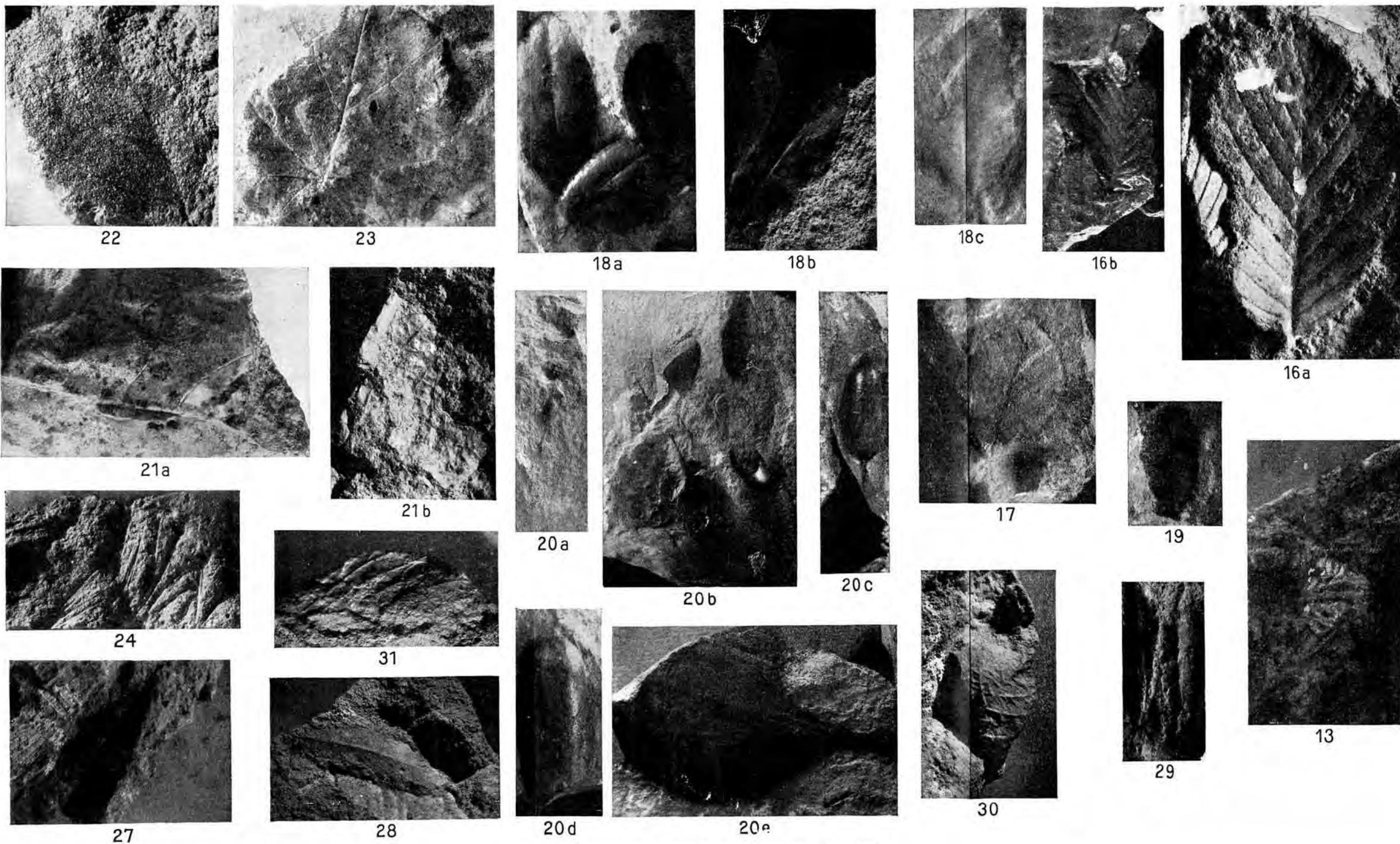
8



26



3



Fortschritte der geologischen Neuaufnahme von Blatt Admont—Hieflau.

Von Otto Ampferer.

Mit 24 Zeichnungen.

Bei der Neuaufnahme von Blatt „Admont—Hieflau“ bin ich in der seltenen Lage, nicht nur in Bittner, einen ganz ausgezeichneten Vorgänger, sondern auch in meinen Freunden Geyer, Hammer, Spengler und Stiny angenehme Nachbarn und hervorragende Mitarbeiter zu besitzen. Die Aufnahme des Kartenblattes ist derzeit noch unvollendet.

Es ist etwas mehr als die Hälfte desselben fertiggestellt, während noch im S, im O und NO ziemlich große Stücke fehlen.

Wie überall, wo Bittner vorgearbeitet hat, ist auch hier in der Stratigraphie und in der Schichterkernung für die Nachfolger, wenigstens im Rahmen der Landesaufnahme, wenig Neues mehr zu finden.

Dagegen hat Bittner, wie es ja zu seiner Zeit wohl allgemein üblich war, der Tektonik, den jüngeren Schuttablagerungen und der Morphologie nur geringe Aufmerksamkeit geschenkt.

So enthält auch seine Manuskriptkarte weder Fallzeichen noch irgendwelche Störungslinien und die Schuttausscheidungen beschränken sich lediglich auf die Angabe Alluvium, Tal- und Gehängeschutt sowie Kalktuff.

Die Kartengrundlage war übrigens zu seiner Zeit noch eine ganz ungenügende.

Erst durch die Herausgabe der neuen Alpenvereinskarte der Gesäuseberge von Ing. Aegerter ist wenigstens für den Kernteil dieses Gebietes eine vorzügliche Grundlage geschaffen worden.

Um so mühsamer und enttäuschender ist dann für den Geologen der Übergang von dieser schönen Karte auf die alten Blätter, welche in diesem Gebiete besonders undeutlich und ungenau gezeichnet sind.

Das vorliegende Kartenblatt bildet einen Gebirgsausschnitt ab, der mit Ausnahme eines schmalen Saumes an der Südseite, wo noch die Grauwackenzone hereinragt, ganz in den nördlichen Kalkalpen liegt.

Der Grenze zwischen Kalkalpen und Grauwackenzone folgt da kein größeres Längstal mehr und die Enns beginnt gerade hier von dem weiten, tief verschütteten Becken von Admont aus mit der wilden Gesäuseschlucht ihren großartigen Querlauf durch die Kalkalpen.

Das Gebiet, über dessen geologische Neuaufnahme ich hier berichten will, kann man leicht in mehrere wohlgetrennte Teilstücke zerlegen.

Solche Teilstücke sind im S des Admonter Beckens die Berggruppe des Reichensteins, im N der Bogen der Haller Mauern, im W der Pleschberg, weiter im N das weite Becken von Windischgarsten und der Grenzkamm desselben, der vom Maierock zum Sengsengebirge zieht.

Ich beginne mit der Beschreibung des kalkalpinen Gebietes südlich von Admont.

I. Reichensteingruppe. (Vergl. Fig. 1—6.)

Die stolze und formenschöne Gruppe des Reichensteins wird durch das tiefe Johnsbachtal von der Ödsteingruppe abgeschieden.

Im S hängt dieselbe mit den niedrigen Grauwackenkämmen des Treffnerriegels und des Lahngangkogels zusammen, im W bildet der Einschnitt des Lichtmeßbaches eine Grenze gegen die waldbedeckten

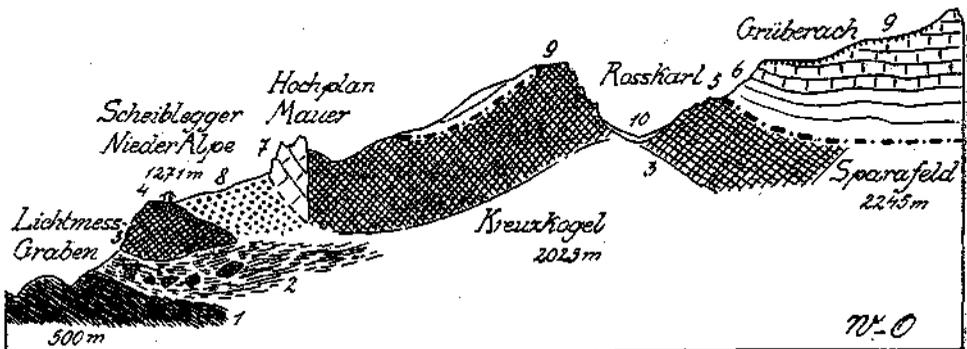


Fig. 1. 1 = Phyllite und Grünschiefer der Grauwackenzone. 2 = Werfener Schichten mit verschiedenen Schollen (Verrucano, Erzblöcke, Kalke . .) und Haselgebirge. 3 = Weißlicher unterer Dolomit. 4 = dünn-schichtige schwarze Kalke mit Hornsteinkrusten und verkieselten Brachiopodenschalen. 5 = Raibler Schichten. 6 = Dachsteindolomit. 7 = Dachsteinkalk. 8 = rote Gosaukonglomerate vorberrschend aus Verrucano sowie Quarzsandsteinen und Grauwackenschiefern. 9 = Reste von alten Einrundungsflächen.

Höhen des Klosterberges und Dürrenschöberl, welche von Quarzphyllit aufgebaut werden.

Auf der Karte von Bittner zeigt diese Berggruppe noch einen ganz einfachen Aufbau.

Über einem Sockel von Werfener Schichten folgt unterer Dolomit, dann ein stellenweise auskeilendes Band von Lunzer Sandstein, endlich Dachsteinkalk, auf dem bei der Stumpfnagelalpe noch ein Streifen von Lias eingetragen ist.

Die Lagerung der Schichten ist ziemlich flach, nur die Scholle der Haindlmauer, welche den Gesäuseeingang bewacht, ist gegen die Hauptmasse des Reichensteins abgesunken und durch einen Streifen von Werfener Schichten davon getrennt.

Diese Angaben erschöpfen jedoch keineswegs den geologischen Inhalt dieser Berggruppe. Die Werfener Schichten, welche, wie schon erwähnt, den Sockel derselben bilden, streichen an der Süd-, West- und Nordseite zutage.

Mit geringen Schuttverdeckungen lassen sie sich hier zusammenhängend herum verfolgen. Dabei zeigt sich aber, daß diese Schichtgruppe selbst schon einen recht komplizierten Aufbau besitzt. An der Südseite ist dieselbe nur als ein wechselnd schmaler Streifen von blaßrötlichen, grünen, weißen mylonitischen Quarzsandsteinen und weichen Tonschiefern entwickelt. Die besten Aufschlüsse liegen hier am Kalblinggatterl. Einschlüsse von den anderen Schichten sind hier nicht bekannt.

Das ändert sich an der Stelle, wo dieser Schichtstreifen aus der Ost-Westrichtung gegen N zu umbiegt.

Hier stellt sich zwischen Siegelalpe und dem Lichtmeßgraben eine Verbreiterung der Werfener Schichten ein und zugleich treten Schollen von Verrucano, erzführende Gesteinsblöcke, Haselgebirge und Kalkschollen auf, die offenbar damit vermischt wurden. Unterhalb der Dolomitwand, auf welcher der Scheibelegg-Niederleger liegt, erscheint

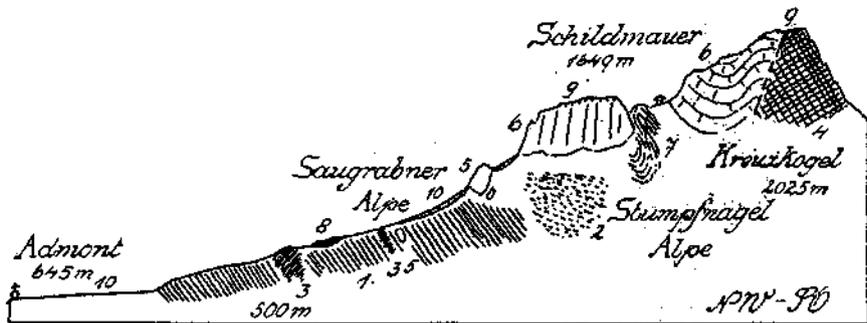


Fig. 2. 1 = Buntsandstein. 2 = feingebänderte Gipsmassen. 3 = Rauh- wacken. 4 = Unterer Dolomit. 5 = Schollen von Wettersteinkalk? 6 = Dach- steinkalk. Der Dachsteinkalk der Schildmauer ist von einer mächtigen roten Kluft durchzogen. 7 = Fleckenmergel und Hornsteinkalke (Jura). 8 = Gosau- konglomerate mit bunten Hornsteingeröllern. 9 = Reste alter Einrundungs- flächen. Diese Flächen sind im Bereiche der Schildmauer teilweise noch mit Roterde und erratischen Geröllern ausgestattet.

zwischen diesem und dem Quarzphyllit des Lichtmeßgrabens nur noch eine schmale Spur von grünlichen zerquetschten Werfener Schichten.

Weiter nordwärts nimmt dann aber die Mächtigkeit der Werfener Schichten außerordentlich rasch zu und sie bilden weiter zwischen Licht- meßgraben und Gesäuseeingang eine breite und ziemlich hoch anstei- gende Vorstufe des Hochgebirges.

Wenn nun auch diese Vorstufe in der Hauptmasse aus Werfener Schichten besteht, so enthält sie doch zahlreiche andere Einschaltungen und Auflagerungen, welche ich nicht in allen Einzelheiten hier be- schreiben kann.

Zunächst sind etwa zwei bis drei nicht zusammenhängende Streifen von Rauh- wacken und Dolomitnylonit eingeschaltet. Weiter finden sich einige Vorkommen von Gips und Haselgebirge. Das größte Vorkommen von fein geschichtetem und verfaltetem Bändergips liegt an der Ostseite der Schildmauer und wird von den obersten Runsen des Kematen- grabens gut erschlossen.

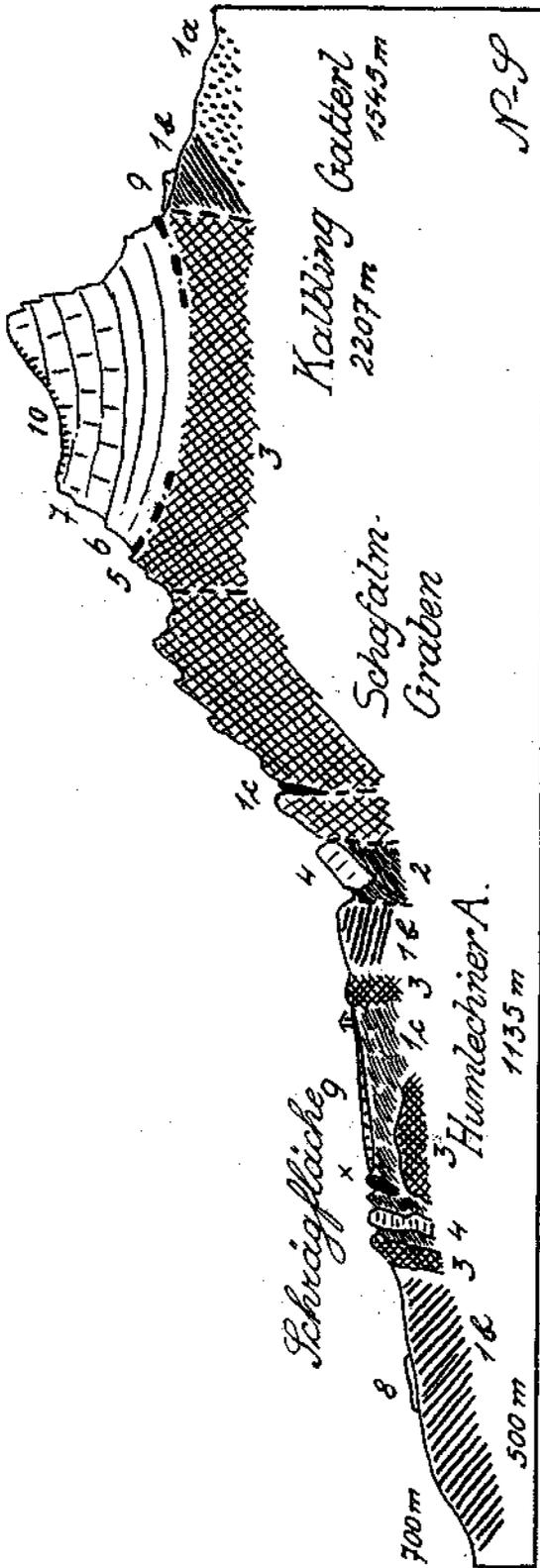


Fig. 3. 1a = mylonitische rötliche Quarzsandsteine. 1b = bunte Quarzsandsteine und Tonschiefer. 1c = Vermischung mit Haselgebirge. 2 = dunkler aschgrauer Dolomit. 3 = Unterer Dolomit. 4 = Wettersteinkalk? 5 = Dachsteinkalk. 6 = Dachsteindolomit. 7 = Dachsteinkalk. 8 = Gebängebreccie. 9 = Moränen. 10 = alle Einrundungsfläche.

Es ist aber auch noch eine Kette von getrennten Schollen von hellen Kalken vorhanden, welche beim Scheibelegg-Niederleger beginnen und sich bis zum Johnsbachtal hinüber verfolgen lassen. Es ist wahrscheinlich, daß es sich dabei nicht um Dachsteinkalk, sondern um Wettersteinkalk handelt. In Verbindung mit diesen Kalkschollen tritt mehrfach auch weißer unterer Dolomit auf.

Endlich habe ich auch noch rotzementierte Konglomerate zu erwähnen, die zwar keine Fossilien geliefert haben aber trotzdem nach ihrer Beschaffenheit wohl zu den Gosauschichten zu zählen sind.

Sie liegen in dem Waldgebiet südöstlich von Admont zwischen Saugraben und Bockmayeralm von zirka 900 bis 1200 m aufwärts.

Die mit Kalkzement gebundenen Konglomerate enthalten viele bunte Hornsteingerölle.

Es macht den Eindruck, als ob diese Konglomerate den Werfener Schichten nur aufgelagert, nicht aber tiefer in dieselben eingefaltet wären.

Die übrigen hier angezählten Schichtstreifen und Schollen sind indessen innig mit den Werfener Schichten

verfaltet und verschuppt, wie man besonders schön in den gewaltigen Aufschlüssen an der Nordseite des Sparafeldes verfolgen kann.

Wir erkennen also, daß die Werfener Schichten an der Südseite des Kalkhochgebirges als schinaler Saum beginnen, unter diesem durchziehen und auf seiner Nordseite bereits als eine mächtige, vielfach mit anderen Schichten verschuppte und verfaltete Masse vorliegen. Sie stellen daher selbst als Ganzes eine Bewegungsmasse vor mit deutlicher Ausdünnung im S und starker Anschoppung im N.

Daher ist auch weder ihre Auflagerung auf die Grauwackenzone noch auch die Überlagerung durch die Triasdecke ein ursprünglicher, noch unzerrissener Sedimentärkontakt.

Weiter hat die Neuaufnahme gezeigt, daß auch die auflagernde Triasdecke nicht, wie Bittner annahm, einheitlich, sondern vielmehr zweiseitig ist.

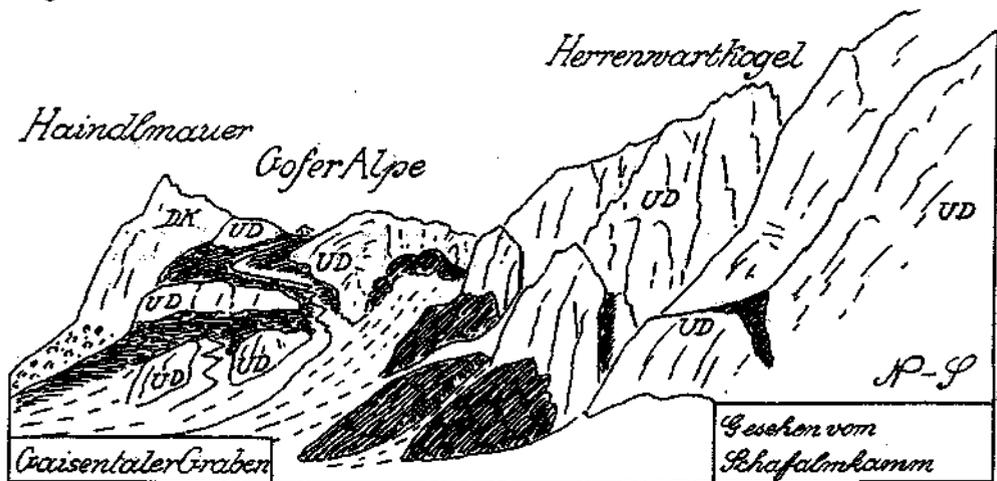


Fig. 4. Dunkelschraffiert = Werfener Schichten und Haselgebirge. UD = Unterer Dolomit. DK = Dachsteinkalk. Das Bild zeigt die komplizierte Verschupfung der Werfener Schichten mit Schollen und Schuppen der hangenden Triasdecke.

Diese Zweiseitigkeit ist am Westabbruch unserer Gruppe am besten erschlossen.

Wenn wir hier von den liegenden Quarzphylliten und Grünschiefern emporsteigen, so treffen wir nur eine schmale verquetschte Fuge von Werfener Schichten, darüber eine Stufe von unterem Dolomit und hornsteinführendem Kalk mit Spuren von kleinen Brachyopoden. Höher folgt eine mächtige Masse von ziegelroten Konglomeraten, in denen vor allem metallisch glänzende Gerölle von Verrucano vorherrschen. Es sind durchaus gut gerundete Gerölle, die bis zu $\frac{1}{4}$ m Durchmesser erreichen. Diese wohl auch der Gosau zugehörigen Konglomerate bilden die Weidehänge des Scheibelegger Niederlegers und ziehen von dort bis in die Tiefe des Kematengrabens hinein. Hier sieht man auch am Bösen Tritt wie diese schöngefärbten Konglomerate von den hellen Dachsteinkalkwänden der Hochplanmauer überschoben sind.

Die Hochplanmauer aber gehört bereits zu der oberen Triasdecke, welche die Gipfelmassen zusammensetzt.

Die Gosaukonglomerate des Scheibelegger Niederlegers streichen SW gegen NO und fallen ziemlich steil gegen SO zu ein.

Im Kematengraben sind sie von Blockschutt überlagert.

Es ist wahrscheinlich, daß die früher erwähnten Konglomerate weiter im N zu ihrer Fortsetzung gehören.

Eine weitere Fortsetzung stellen dann erst nördlich vom Gesäuseeingang die Gosauschichten des Laferwaldes vor, welche viel mächtiger und bunter entwickelt sind.

Ungefähr an der Stelle, wo die roten Gosaukonglomerate in den Kematengraben einstreichen, beginnt hier zwischen Hochplanmauer und Schildmauer ein stark gefalteter und enggepreßter Streifen von Fleckenmergeln und hornsteinführenden Kalken.

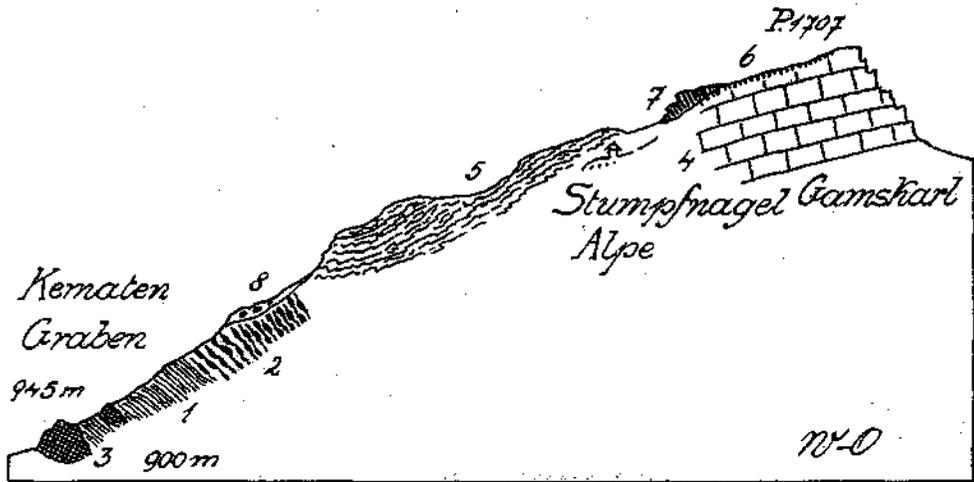


Fig. 5. 1 = Werfener Schichten und Haselgebirge. 2 = feingebänderte Gipsmassen. 3 = Schollen vom Wettersteinkalk? 4 = Dachsteinkalk, 5 = Fleckenmergel und Hornsteinkalke-Jura. 6 = alte Einrundungsfläche mit Roterde und erratischen Geröllen. 7 = Gehängebreccie. 8 = Blockmoräne.

Es sind dies die offenbar auch schon von Bittner als Lias kartierten Gesteine, wenn auch die Hornsteinkalke wohl von jüngerem Alter sind. Die Fleckenmergel und Hornsteinkalke bilden unten eine Mulde und darüber einen steilen Sattel.

Dieser Sattel stößt längs einer Schubfläche an die lichten rotgeklüfteten Kalke der Schildmauer. Es ist also auch hier keine sedimentäre Auflagerung, vielmehr nur ein tektonisches Zusammenstoßen dieses jüngeren Schichtstreifens mit der höheren Triasdecke vorhanden.

Man hat eher den Eindruck, daß dieses engverfaltete Bauelement auch noch unter die obere Triasdecke hineingehört.

Es liegt nämlich mit seiner Basis nicht etwa dem Dachsteinkalk, sondern vielmehr den Werfener Schichten auf.

Wenig unterhalb der Fleckenmergel streichen schon die Bändergipse des Kematengrabens aus. Das Streichen dieser Jurafalte ist ungenau ost-westlich und ihr Sattel gegen N zu überkippt.

Weitere sichere Anzeichen dieser zwischen den Werfener Schichten und der hangenden Triasdecke eingeschalteten Schubmasse habe ich an der Nordseite der Reichensteingruppe nicht gefunden. Es ist aber

wahrscheinlich, daß die große Scholle des Himbeerstein und Bruckstein nördlich vom Gesäuse mit ihren stark verfalteten Juraschichten und Gosaresten eine Fortsetzung derselben Zone vorstellt.

Über dem komplizierten Sockel der Werfener Schichten und der eben geschilderten randlichen Zwischenschubmasse erhebt sich nun die Triasdecke des Hochgebirges, welche aus mächtigen Massen von weißlichem unterem Dolomit, einer schmalen Zone von Raibler Schichten sowie Dachsteindolomit und Dachsteinkalk besteht.

Hier möchte ich nur hervorheben, daß das schmale Band der Raibler Schichten im Bereiche von Riffel und Sparafeld sowohl an der Nord- als auch an der Südseite durch die Einschaltung von ziegelroten Mergeln ausgezeichnet ist.

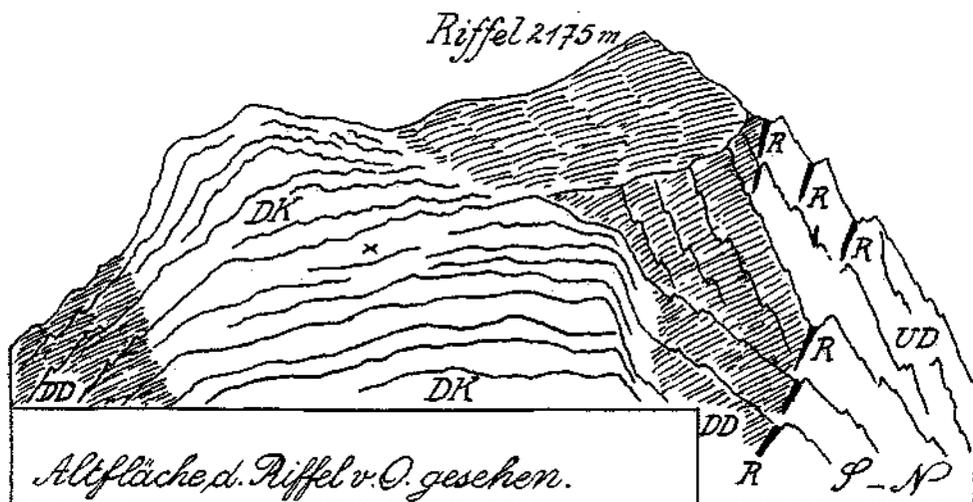


Fig. 6. Die Zeichnung zeigt die alte Einrundungsfläche der Gipfelregion, welche hier quer über Dachsteindolomit und Dachsteinkalk wegzieht. Im Bereiche des DK ist die Fläche verkarstet. Die Raibler Schichten sind in der Nordwand durch Verwerfungen gestaffelt. X = Reste von Roterde mit seltenen erratischen Geröllen.

Am Aufstieg vom Kalblinggatterl finden wir hier an der Südwand des Kalblings über dunkelgrauem Dolomit, dickbankigen, grauen bräunlichen Kalk, 1 bis 2 m ziegelrote milde Mergel mit eingeschlossenen Kalkbröckchen und Cidaritenstacheln, grünliche, gelbliche feine Mergel, dunkelgrauen, rauhwackigen Dolomit. Weiter östlich an der Südwand des Reichensteins liegen über dieser roten Zone erst die Sandsteine der Lunzer Schichten.

Sowohl die Mächtigkeit des unteren Dolomits als auch jene des Dachsteindolomits unterliegt hier starken Schwankungen.

Oben werden die Dachsteinkalke von stellenweise sehr gut erhaltenen alten Landoberflächen abgeschnitten, die später noch zusammen mit den Glazialablagerungen weiter besprochen werden sollen.

II. Haller Mauern. (Vgl. Fig. 7 bis 14.)

Das weite Becken von Admont ist ganz in die Werfener Schichten eingeschnitten und von riesigen Schuttkegeln tief verschüttet.

Der gewaltigste dieser Schuttkegel ist jener des Halltales, welcher an der Südseite, der Haller Mauern seinen Ursprung hat.

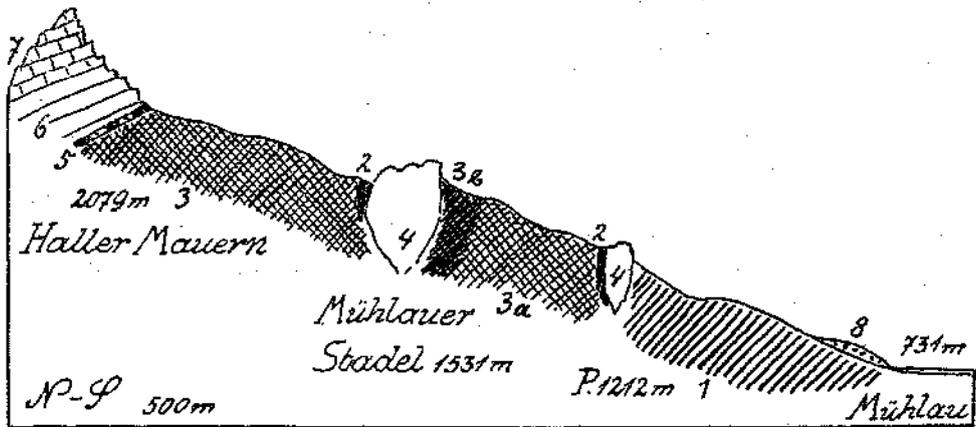


Fig. 7. 1 = Werfener Schichten. 2 = zerquetschte Werfener Schichten. 3 = Unterer Dolomit—Ramsaudolomit. 3a = heller, oft rötlicher, sandiger Dolomit. 3b = dunkelgrauer Dolomit. 4 = Wettersteinkalk. 5 = Raibler Schichten. 6 = Dachsteindolomit. 7 = Dachsteinkalk. 8 = Grundmoräne.

Die Haller Mauern selbst bilden im Hintergrund des Halltales einen großartigen Hochgebirgsbogen, der von steilen Furchen und tiefen Schluchten zerrissen wird.

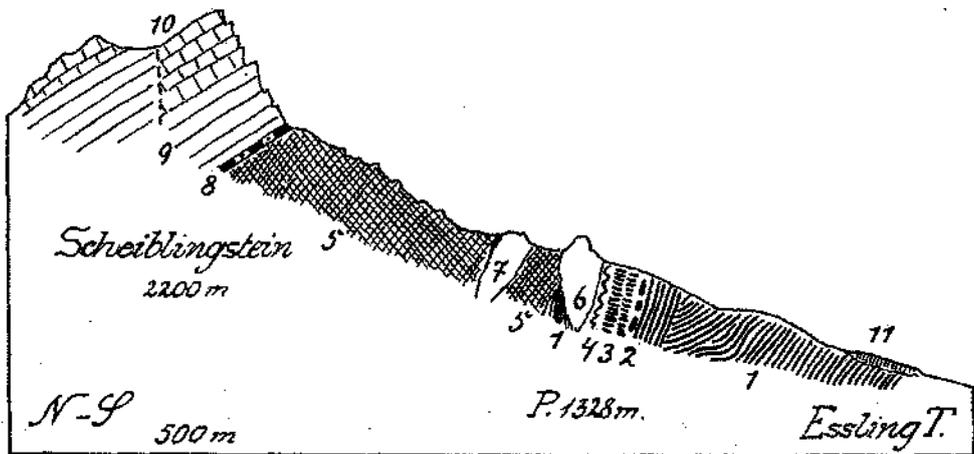


Fig. 8. 1 = grüne Quarzsandsteine, schmale rote Quarzsandsteine, Kluftfüllungen mit Quarz und Spateisen. 2 = gelbliche, rostige, erzführende Zone. 3 = graue, luckige Rauhwacke — große Quellen. 4 = dunkelaschgrauer Dolomitmylonit. 5 = Unterer Dolomit—Ramsaudolomit. 6 = dunkelgrauer Kalk. 7 = Wettersteinkalk. 8 = Raibler Schichten. 9 = Dachsteindolomit. 10 = Dachsteinkalk. 11 = verkitteter, geschichteter Schutt.

Auch hier ist die alte Karte von Bittner zu einer scheinbar ganz einfachen Auflösung des Gebirgsbaues gekommen, die aber der Wirklichkeit nicht entspricht.

Ganz ebenso wie auf der Nordseite der Reichensteingruppe treffen wir auch hier einen Sockel aus Werfener Schichten mit zahlreichen

Einschüppungen und erst darüber dann die vergleichsweise weit einfachere und einheitlichere Triasdecke des Hochgebirges.

Die Verhältnisse an der Südseite der Haller Mauern sind infolge der tiefen Einschnitte recht gut erschlossen. Insbesondere gilt dies von den gewaltigen Schluchten des Schwarzen Baches und des Folkernotgrabens, welche Prachtstücke wildgestörten Gebirgsbaues enthüllen.

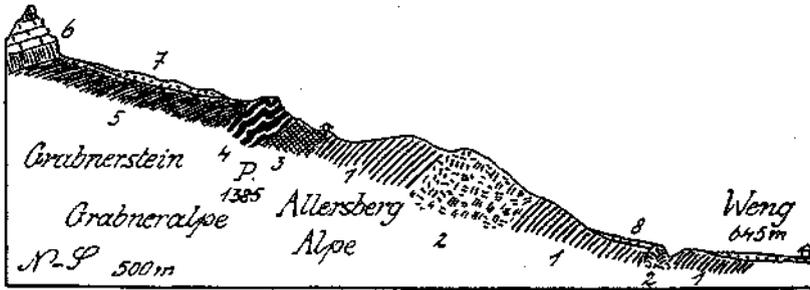


Fig. 9. 1 = Buntsandstein. 2 = Rauhwacken. 3 = Unterer Dolomit. 4 = bituminöse, wohlgeschichtete Gutensteiner Kalke. 5 = Anhäufung von Lunzer Sandsteinen. 6 = Kalk- und Dolomitlagen wechselnd — Dachsteinkalk. 7 = Lokalmoräne. 8 = Hangschutt.

Fassen wir die vielen Detailerfahrungen der Neuaufnahme hier kurz zusammen, so können wir einen Unterbau von Werfener Schichten mit zahlreichen Einschüppungen von Rauhwacken, Gips, Haselgebirge, Gutensteiner Kalk, Wettersteinkalk . . von einem Oberbau unterscheiden, der

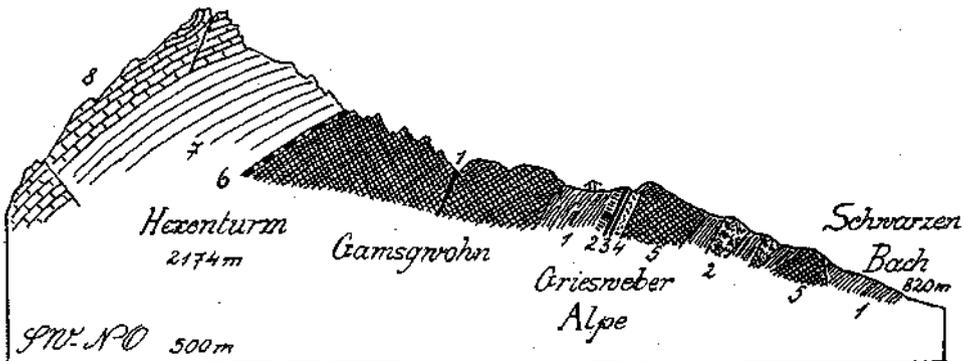


Fig. 10. 1 = Werfener Schichten. 2 = Rauhwacken. 3 = Gutensteiner Kalk. 4 = dunkler, aschgrauer Dolomitmylonit. 5 = Unterer Dolomit. 6 = Raibler Schichten. 7 = Dachsteindolomit. 8 = Dachsteinkalk.

aus unterem Dolomit, Raibler Schichten, Dachsteindolomit und Dachsteinkalk sowie Resten von Liaskalken und Gosaubreccien besteht.

Beide Bauzonen fallen steil gegen N zu ein.

Die Zone der Werfener Schichten mit ihren Schuppen beginnt am Dörfelstein gegenüber von Admont und zieht im Bogen zum Pyhrgasgatterl. Während aber der Oberbau der Haller Mauern südlich von Spital sein Ende erreicht, zieht der Bogen des Unterbaues nach W weiter.

Der Unterbau enthält hier an der Südseite der Haller Mauern eine Reihe von größeren und langgestreckten Schollen, von denen ich die



Fig. 11. 1 = Buntsandstein, 1 a = Wertener Schichten mit Kalkschollen vermengt, 2 = Rauhwacken, 3 = Dolomilmylonit, 3' = Gutensteiner Kalk, 4 = Unterer Dolomit, 5 = Dachsteinkalk, 6 = Liaskrinoidenkalk, 7 = Liaskrinoidenkalk, 7 = Gosaunegel und Sandsteine, 8 = Gehängebreccie, 9 = bunte Grundmoräne.

Dolomitmauer des Dörfelsteins, die prachtvolle Faltenzone von bituminösen Gutensteiner Kalken von Rabenkogl—Lercheck, die große Scholle von unterem Dolomit des Warschenbergs, die schöne Wettersteinkalkmauer des Mühlauer Stadels besonders erwähnen will.

Diese Schollensetzen sich ostwärts an der Südseite des Grabnersteins, westwärts vom Pyrgasgatterl in der Scholle des Karleck fort.

Dagegen dürfte die Scholle des Bosrucks mit ihren Liaskrinoidenkalken, Aptychenkalken, Neokom und Gosaschichten wohl eher der Zwischenschubmasse des Scheibelegger Niederlegers entsprechen.

Der Oberbau der Haller Mauern hat wie gesagt eine viel einfachere Gestaltung.

An dem Band der Raibler Schichten erkennt man aber eine größere Zahl von Verschiebungen, die am auffälligsten im Bereiche des Hexenturms und Scheiblingsteins sich ausdrücken.

Trennt man auf der Karte Dachsteinkalk und Dachsteindolomit, so wird die Zerstückelung der langen Gipfelmauer noch viel augenscheinlicher. Es handelt sich dabei aber nirgends um

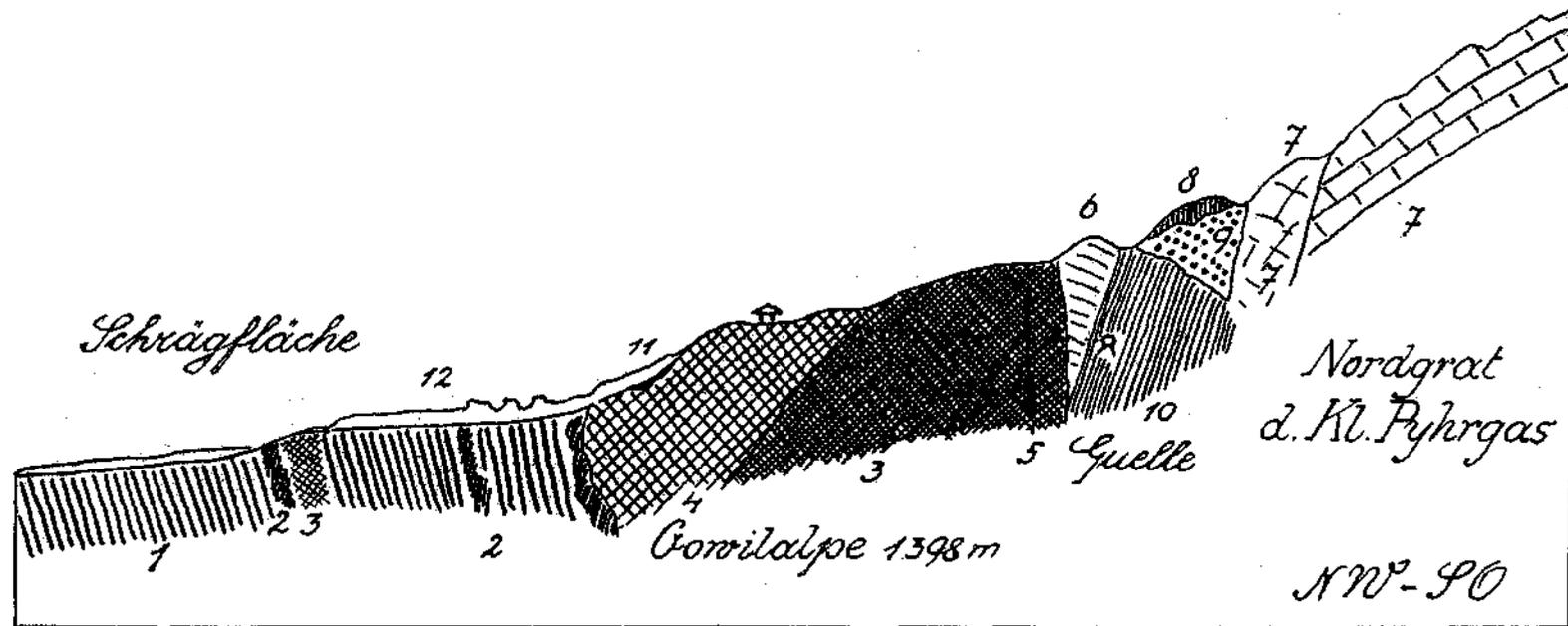


Fig. 12. 1 = Buntsandstein. 2 = Rauhacken. 3 = Unterer Dolomit. 4 = Wettersteinkalk? 5 = gelblichgraue poröse Kalke und Mergelstreifen. 6 = blockig brechender heller Kalk. 7 = Dachsteinkalk. 8 = Liaskrinoidenkalke. 9 = Gosaukonglomerat und -breccie — lokale Komponenten (Dachsteinkalk, Liaskalke, Hornsteinkalke) — grobes Blockwerk. 10 = Gosaumergel und Sandsteine, grünlich, feines Material. 11 = Reste von Grundmoräne unter 12. 12 = Gebängebreccie.

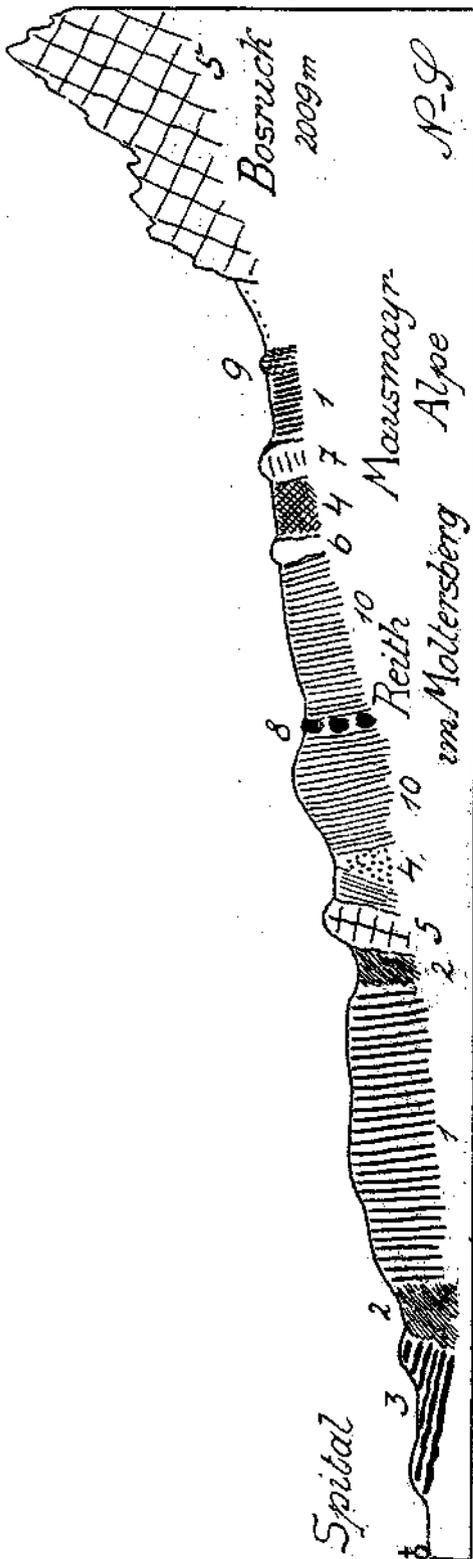


Fig. 13. 1 = Buntsandstein. 2 = Rauhwacke und Häselgebirge. 3 = Gutensteiner Kalk. 4 = weißer Dolomitsynonit — unterer Dolomit. 5 = Wettersteinkalk? 6 = graue Kalk mit Krinoidenplatten (Muschelkalk). 7 = Dachsteinkalk mit einem Saum von roten Liaskalken. 8 = Schollen und Blöcke von Liaskalken. 9 = Fleckenmergel und Aptychenkalk. 10 = Gosaumergel und Sandsteine.

größere Querstörungen, sondern stets nur um lokale Verschiebungen.

Auch die anscheinend riesige Mächtigkeit der vom Hauptkamm gegen N ausstrahlenden Seitenkämme kommt durch interne Verschiebungen zustande.

Ganz merkwürdigen Verhältnissen begegnen wir aber an der Nordseite der Haller Mauern.

Hier tauchen dem Gebirgsbogen folgend allenthalben die Dachsteinkalke der Gipfelregion mit steilem Abfall gegen N unter.

An einigen Stellen lagern hier noch Hierlatzkalke auf den höchsten Platten des Dachsteinkalkes und an einer Stelle am Nordfuß des Kleinen Pyhrgas auch noch ein Rest von Gosaubreccien.

Nun zeigt aber die genauere Begehung, daß diese nordwärts eintauchende Stirne der Haller Mauern mit ihrem Vorland nirgends in einer regelrechten Verbindung steht.

Vielmehr ist diese Stirne überall durch eine Schubfläche von ihrem Vorland getrennt, welches wiederum aus großen Massen von Werfener Schichten besteht, die mit zahlreichen anderen Schichtschollen verfalltet erscheinen.

Im Gegensatz zu der Werfener Schuppenzone auf der Südseite der Haller Mauern zeigt aber das Schuppenland auf ihrer Nordseite eine starke Mitbeteiligung von Gosauschichten. Es ist interessant, die Grenze der Haller Mauern gegen ihr nördliches Vorland etwas genauer zu betrachten.

Das Westende der Haller Mauern befindet sich etwa 2 km südlich von Spital am Pyhrn und der Dachsteinkalk des Hauptkammes stößt hier an Gosauschichten ab.

Diese Gosauschichten streichen von SW gegen NO und fallen dabei steil gegen SO zu ein.

Die Aufschiebung der Haller Mauern auf diesen Gosauzug läßt sich hier bis zum Nordgrat des Kleinen Pyrgas auf etwa 5 km hin verfolgen. Der Dachsteinkalkzug von Lugkogel—Großer und Kleiner Pyrgas wird dabei fast hin und hin von Liaskrinoidenkalken begleitet.

Während der Dachsteinkalk selbst mit stumpfem Ende am Einschnitt des Fallbaches endigt, ziehen sich diese Liaskalke noch als ein Schweif von Schollen und Trümmern bis Pöls an die Pyhrnbahn hinüber.

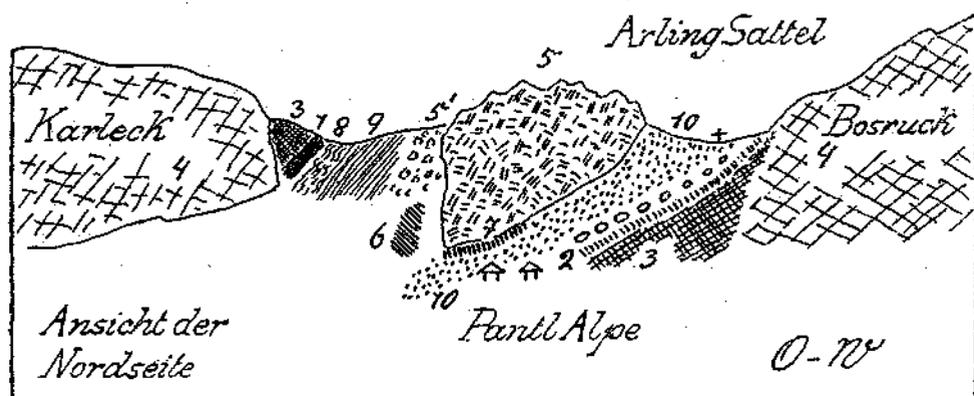


Fig. 14. 1 = grüner Buntsandstein. 2 = Rauhackensreif und Dolinenreihe. 3 = Unterer Dolomit. 4 = Wettersteinkalk? 5 = Liaskrinoidenkalk. 5' = Mischungszone von Fleckenmergel, Liaskalken, Hornsteinmyloniten, Hornsteinen, Toneisensteinknollen . . . 6 = rote Hornsteinkalke (Trümmernmassen). 7 = grüne Hornsteinkalke (Trümmernmassen). 8 = Aptychenkalke. 9 = Neokommergel. 10 = rotzementierte, bunte, kalkalpine Gosaukonglomerate und -breccien.

Sehr gute Aufschlüsse gewähren der Nordwestgrat des Großen und der Nordgrat des Kleinen Pyrgas. Besonders bemerkenswert ist das letztere Profil.

Über dem schön eingeebneten Vorland aus Buntsandstein erhebt sich hier die Vorstufe der Gowilalpe.

Sie besteht aus lichthem Kalk und weißem Dolomitmylonit und noch einem schmalen Keil von blockig brechendem, hellen Kalk.

Über diesem sind graue, grünliche milde Mergel und Sandsteinlagen der Gosauschichten in seigerer Lage angepreßt.

Es ist dies der schon mehrfach erwähnte lange Gosauzug, welcher von der Nordseite des Bosrucks ununterbrochen bis hierher zieht. Steigt man nun zum oberen Rand dieses Aufschlusses empor, so ist man erstaunt, fast rechtwinkelig zu diesen feinen Mergeln grobblockige Konglomerat- und Breccienlagen flach bergeinfallend zu finden, deren Material aus Dachsteinkalk, Liaskalken und Jurahornsteinkalken besteht.

Diese wohl auch der Gosau angehörigen Konglomerate und Breccien sind ganz von lokalem Schutt gebildet und stehen mit den Liaskalken

und Dachsteinkalken des Nordgrates des Kleinen Pyhrgas in enger sedimentärer Verbindung.

Zwischen den liegenden und hangenden Gosauschichten besteht aber keine sedimentäre Verbindung und es sind offenbar die hangenden lokalen Gosauschichten mitsamt den Lias- und Dachsteinkalken der Haller Mauern auf die liegende Gosauzone überschoben.

Dieser Aufschluß ist von großer Bedeutung für die Erklärung der Verbandsverhältnisse vieler Schubmassen mit ihren Vorländern.

Es zeigt sich hier, daß die Angabe einer sogenannten Verklebung der Überschiebungsrän der mit dem Vorland sicher vielfach einer Nachprüfung bedarf, weil es sich vielleicht um zwei verschiedene Gosauzonen handeln kann, die erst durch eine Überschiebung aufeinandergelegt wurden.

Was die Nordseite der Haller Mauern und auch die Ost-, Nord- und Westseite der Warscheneckgruppe betrifft, so scheint hier die mit diesen Gebirgen sedimentär verbundene Gosau stets ganz von lokaler Zusammensetzung zu sein, während die überschobene Gosau des Windischgarstener Beckens eine viel gleichmäßigere Entwicklung zeigt und häufig durch die Führung von exotischen Geröllen ausgezeichnet ist.

Der lichte Kalk der Gowitalpe setzt sich auch noch weiter östlich fort und bildet hier mit senkrechter Schichtstellung die untere Steilstufe des großen Lagelskares gegen das Rosenauer Tal. Wahrscheinlich handelt es sich um Wettersteinkalk wie bei den Mühlauer Stadelwänden an der Südseite der Haller Mauern.

Auch hier ist zwischen dem Wettersteinkalk und dem Dachsteinkalk ein schmaler Streifen von Werfener Schichten eingeschaltet.

Am Ostende dieses Kalkzuges treffen wir dann noch eine größere Scholle von Juragesteinen, welche den Schafkogel bilden und auch schon Bittner bekannt waren.

Es ist eine muldenförmige Scholle von feingefalteten Schichten, und zwar unten von Liasfleckenmergeln, oben von Hornsteinkalken.

Die Schichtausbildung und die Tektonik dieser Scholle erinnert lebhaft an die schon beschriebene Jurafalte am Ostende der Reichensteingruppe.

III. Pleschberg (Vgl. Fig. 15 und 19).

Zwischen der Reichensteingruppe und den Haller Mauern erhebt sich nördlich der Enns die breite, rundliche Masse des Pleschberges, welche fast ausschließlich aus Buntsandstein besteht.

An der Südseite trennt der Zirnitzbach den kleinen Höhenzug des Leichenbergs von der Hauptmasse ab und an der Nordseite hängt der Pleschberg am Pyhrgassattel mit den Haller Mauern zusammen.

Der Gipfel des Pleschberges erreicht nur eine Höhe von 1718 *m* und wird von einer zweistufigen Verebnungsfläche gekrönt. Wenn man bedenkt, daß diese Fläche die Schichtköpfe des Buntsandsteines quer abschneidet und die normale Mächtigkeit der Triasdecke hier mindestens 1500 *m* beträgt, so erkennt man sofort die außerordentliche geologische Höhenlage dieses Bergkörpers innerhalb der Kalkalpen.

Wie schon betont wurde, wird die ganze Bergmasse mit geringen Ausnahmen von bunten Quarzsandsteinen aufgebaut.

Als Einschaltung jüngerer Schichten ist zwischen Leichenberg und Pleschberg eine Zone von Haselgebirge mit spangrünen mylonitischen Sandsteinen und Letten sowie mit Brocken von weißem und rosarotem Gips aufgeschlossen.

Eine ähnliche Zone ist am Nordostfuß des Pleschberges vorhanden, während südlich davon, am Kuhberg, ein Streif von Rauhacken und am Pulvermacherriedl eine Scholle von Triaskalk liegt. Alle diese Einschaltungen berühren nur den Rand des Pleschberges und dringen nirgends in sein Massiv hinein.

Die genauere Untersuchung des Pleschberges hat die Erklärung für dieses merkwürdige Verhalten zutage gebracht.

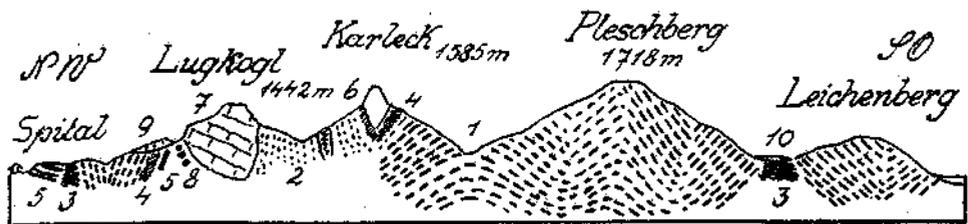


Fig. 15. 1 = Quarzsandstein. 2 = Werfener Schichten. 3 = Haselgebirge und Gips. 4 = Rauhacken. 5 = Gutensteiner Kalke. 6 = Wettersteinkalk. 7 = Dachsteindolomit und Kalk. 8 = Gosauschichten. 9 = Seitenmoräne des Ennsgletschers — Verrucanoblockwall. 10 = Schutt und Torfmoor.

Es zeigt sich nämlich, daß das Streichen der Quarzsandsteine um den ganzen Berg herum mit mehrfachen Knickungen einen fast geschlossenen Kreis ausmacht.

Wir haben also an der Ost- und Westseite nordsüdliches, an der Nord- und Südseite ostwestliches Streichen vorherrschend.

So kann man den ganzen Pleschberg gleichsam als einen Knoten von engzusammengestauten Quarzsandsteinen betrachten.

Die Schichtung der Quarzsandsteine ist meist recht gut erhalten. Gar nicht selten sind große Platten mit schönen Wellenfurchen verziert, wogegen ich keine größeren Schrägschichtungen gefunden habe.

Einzelne Zonen der grünlichen, weißen, grauen, rötlichen Quarzsandsteine sind mylonitisiert und wittern mit tiefen Runsen aus.

In Übereinstimmung mit Geyer halte ich auch diese Quarzsandsteine für die unteren Teile der Werfener Schichten.

Es ist klar, daß wir es hier nur mit einer außerordentlich mächtigen tektonischen Anschoppung dieser Quarzsandsteine zu tun haben. Dies tritt besonders deutlich hervor, wenn wir ein Profil von der Reichensteingruppe über den Pleschberg ziehen.

Wir sehen dann die Quarzsandsteine als schmalen mylonitischen Streifen am Kalblinggatterl im S beginnen, dann die oberen Werfener Schichten mit reicher Einschuppung an der Nordseite der Reichensteingruppe wieder auftauchen. Dann folgt die hohe Anschoppung der unteren

Werfener Schichten zu der Kuppel des Pleschbergs und nördlich von derselben wieder eine Schuppungszone der oberen Werfener Schichten.

Dabei kann man weiter die mit Gosau Co. verbundene Zwischenschubmasse von Scheibelegg—Laferwald mit der Scholle des Bosruck verbinden und erhält so auf beiden Seiten des Pleschbergs eine tektonisch entsprechende Deckenfolge.

Wir hätten also im Kern die Anschoppung der Quarzsandsteine, darüber beiderseits die Schuppungszone der oberen Werfener Schichten mit der Zwischenschubmasse und auf dieser endlich die großen Triasdecken, und zwar im SO die Reichensteingruppe, im N und NO die Haller Mauern und im W die Warscheneckgruppe.

Wir sehen im Pleschberg gleichsam unter die Triasdecken hinein, weil dieselben durch die gewaltige Anschoppung der Quarzsandsteine in die Höhe gehoben wurden.

Es ist wahrscheinlich, daß diese gewaltige Anschoppung der Quarzsandsteine mit dem nahen Herandrängen der mächtigen Gneis- und Granitmasse des Bösensteins in Verbindung steht.

IV. Becken von Windischgarsten. (Vgl. Fig. 16—19.)

Dieses große Becken fällt nur mit seiner östlichen Hälfte in den Bereich von Blatt „Admont“, während die westliche noch in jenem von Blatt „Liezen“ liegt.

Als Begrenzung dieses Raumes kann man im S die Haller Mauern und das Warscheneckgebirge, im N das Sengsengebirge und im W das weit nordwärts vorspringende Tote Gebirge nehmen.

Nur im O ist keine scharfe Grenze vorhanden und ich nehme hier den niedrigen Hengstsattel als eine formale Begrenzung.

Dieser ganze Raum ist als eine auffallende Depression zwischen seinen weit höheren Randgebirgen zu bezeichnen.

Ziehen wir die geologischen Aufnahmen zu Rate, so stellt sich gleich heraus, daß wir im östlichen Abschnitt vor allem ein Gebiet von Werfener Schichten mit zahlreichen Schollen von Rauhacken, Gips, Gutensteiner Kalk, unterem Dolomit, Wettersteinkalk, Hauptdolomit vor uns haben, während im westlichen Abschnitt recht mächtige Gosauschichten vorliegen und die Werfener Schichten mit ihren Schollen nur in der Umgebung von Vorder- und Mitter-Stoder wieder zutage treten.

Was nun das Schuppenland der Werfener Schichten betrifft, so zeigt dasselbe eine ganz ähnliche mosaikartige Zusammensetzung wie an der Südseite der Haller Mauern.

Ein Unterschied besteht insofern, daß hier z. B. am Imitz- und Danberg teilweise größere und flachlagernde Schollen von Gutensteiner Kalken vorhanden sind.

Die steil gestellten Einschaltungen von Rauhacken, Dolomit, Gutensteiner Kalk streichen dabei ungefähr ostwestlich, während innerhalb der vorherrschend roten Quarzsandsteine südlich und östlich von Spital ein nordsüdliches Streichen mit Umspringen in ostwestliches verbreitet ist.

Südlich und östlich von Spital haben wir auch wieder Anschoppungen von Buntsandstein, die aber keine Aufwölbung mehr bilden, sondern von



Fig. 16. 1 = Buntsandstein. 2 = Werfener Schichten und Haselgebirge. 3 = Rauhacken und Dolomitmylonit. 4 = Gutensteiner Kalke. 5 = Wettersteinkalk? 6 graue, milde Mergel (Gosauschichten). 7 = ölgrüne Sandsteine mit Kohlenstückchen, viel Glimmer, ziemlich grobkörnig (Gosauschichten). 8 = dickbankige, milde, graue Mergel bilden quer zur Schichtung Abhäutungen und wechsellagern mit dünn-schichtigen dunkelgrauen Mergeln mit Pflanzenresten (Gosauschichten). 9 = Lagen mit exotischen Geröll (Gosauschichten). 10 = unten grobes Konglomerat und Bändertone, darüber mächtige bunte Grundmoräne.

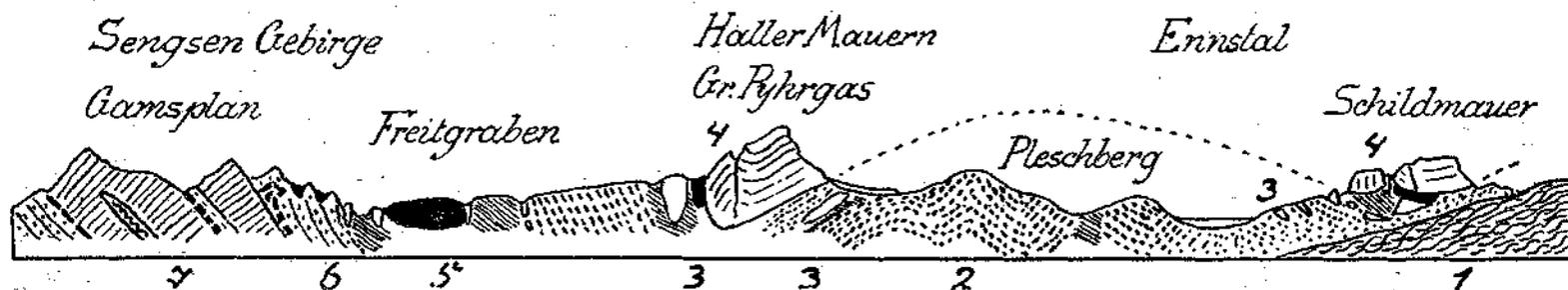


Fig. 19. Nord-südprofil. 1 = Grauwackenzone. 2 = Ansehhopung von Buntsandstein. 3 = Werfener Schuppenzone. 4 = Schubdecke von Haller Mauern und Gosäusbergen. 5 = Gosauzone des Windischgarstener Beckens. 6 = Gosauzone mit den Dolomitklippen eng verkittet. 7 = Überkippte Faltenzone des Sengsengebirges.

einer gut erhaltenen Einebnungsfläche bereits in tiefer Lage abgeschnitten werden.

Die Gosauschichten sind in die Werfener Schichten eingefaltet und nicht etwa denselben bloß aufgelagert.

Diese Einfaltung ist östlich von Windischgarsten in dem tiefen Fraitgraben und auch südlich von Spital schön zu sehen.

Eine sedimentäre Verknüpfung der Gosauschichten mit den Gesteinen der unteren Trias habe ich hier nirgends beobachten können.

Das Aneinanderstoßen hat überall den Charakter tektonischer Gestaltung.

Dies gilt für den Nordrand der Haller Mauern, für den Ost-, Nord- und Westrand der Warscheneckgruppe sowie für den Ostrand des Totengebirges.

Eine Ausnahme macht dagegen der Nordrand unseres Beckens, wo wir mehrfach wirklich eine deutliche sedimentäre Verknüpfung wahrnehmen können.

Solche Stellen finden sich östlich von Windischgarsten am Weg zum Hasler Gatter bei Muttling, bei Knirschenstein, Weißenstein, Gföllerreith, Stammerreith, westlich am Rand des Tambergs.

In prächtiger Weise erscheint die Aufarbeitung und Einverleibung des wechselnden Materials des Untergrundes in den Gosasedimenten abgebildet.

Hier ist an einem engen Sedimentärkontakt der Gosauschichten mit ihrem Grundgebirge nicht zu zweifeln.

Da die Hauptmasse der Gosauschichten im Bereiche von Blatt „Liesen“ liegt, so hat bereits Geyer eine anschauliche Schilderung von Schichtbesitz und Lagerung gegeben.

Ich möchte nur hinzufügen, daß der Mittelrücken zwischen Teichl- und Edlbach, zwischen Spital und Windischgarsten wohl vielleicht die reichsten Fundplätze von exotischen Geröllen enthält, die mir in den Nordalpen bekannt wurden.

Ein sehr reiches weiteres Vorkommen findet sich dann auch an der Südseite der Steinwand.

Eine weitere Eigentümlichkeit ist außerdem die Flyschfazies der Gosau des Wuhrbauerkogels östlich von Windischgarsten.

Bittner hat diesen Zug teilweise als Neokom bezeichnet.

Es handelt sich aber wohl durchaus nur um Gosauablagerungen.

Besonders auffallend sind hier schöne tiefgrüne Ölquarzite, bunte harte Breccien mit glasigen Quarzen, Breccien mit großen weißen Glimmerstückchen, Sandsteine, deren Schichtflächen wie mit einem Reif von feinen Quarzkriställchen überzogen sind. Auch Hieroglyphensandsteine sind hier eingeschaltet.

Wenn wir uns ein Bild von der Lagerung der Gosauschichten des Windischgarstener Beckens machen wollen, so ist zunächst festzuhalten, daß die Gosau hier auf einem Schuppenland von Werfener Schichten aufruhet, dessen komplizierter Bau wahrscheinlich größtenteils schon älter als die Auflagerung der Gosauschichten ist.

Es sind aber diese Schichten auch wieder in intensiver Weise mit diesem Schuppenland verfaltet.

Eine schöne Stelle, welche zeigt, daß die Gosauschichten auch gelegentlich von den Werfener Schichten und ihren Schollen überschoben worden sind, liegt östlich von der Mündung des Rosenauer Tales.

Was nun aber das tektonische Verhältnis unserer Gosauschichten zu den umgebenden Kalkhochgebirgen angeht, so haben wir schon erkannt, daß hier nur an der Nordseite ein Sedimentärkontakt vorliegt, während die anderen Grenzen unbedingt tektonisch gezogen sind.



Fig. 17. 1 = graue, feinschichtige, bröckelig zerfallende Mergel. 2 = Mergel mit exotischen Geröllen, Verrucano, Porphyre . . . 3 = feinkörnige Sandsteine. 4 = festere Sandsteine mit Lagen von bunten exotischen Geröllen. 5 = reiche exotische Geröllführung. 6 = weiche schiefrige Mergel. Auf dem Kamm des Eggerbauerhofes liegen überaus viele bunte exotische Gerölle manchmal bis Kopfgröße. Es ist wahrscheinlich, daß diese sehr harten und zähen Gerölle als Material für prähistorische Werkzeuge verwendet wurden. BS = Buntsandstein.

Dies prägt sich auch nicht nur in der Schichtausbildung, sondern auch im ganzen Detail der Lagerungen aus.

Nur die Gosau am Nordrand und am Tamberg liegt ihrem Grundgebirge normal auf, die im S fällt entweder unter die Kalkmassen ein oder ist ihnen entlang stark zusammengepreßt und steilgestellt.



Fig. 18. 1 = Buntsandstein. 2 = Haselgebirge und Rauhwacke. 3 = Gutensteiner Kalke. 4 = Wettersteinkalk. 5 = Dachsteinkalk. 6 = Gosauergel und Sandsteine, grüngrau, mild, feines Material. 7 = Gosaubreccie, rotzementiert, lokale Bildung.

Auch im Streichen spricht sich eine weitreichende Abhängigkeit der Gosauschichten von den Konturen der südlichen großen Kalkmassen deutlich aus.

So beschreiben z. B. die Gosauschichten um das Warscheneckgebirge herum einen mächtigen Bogen und fallen dabei zumeist unter dieses Gebirge ein oder sind wie im Stodertal steil daran gepreßt.

Ebenso schmiegt sich ein Gosauzug vom Paß Pyhrn unter die Scholle des Bosrucks und weiter auch unter das Westende der Haller Mauern hinein.

Auf solche Weise bildet das Streichen und Fallen der Gosauschichten in unserem Becken die zwei Bogenränder von Warscheneckgebirge und Haller Mauern ab.

V. Maierock-Sengsengebirgsgrenze. (Vergl. Fig. 19.)

Im Gegensatz zu den bogenförmigen Umrissen von Haller Mauern—Warscheneckgebirge—Totes Gebirge bildet diese eben erwähnte Grenze ein merkwürdig langes und auffallend geradgestrecktes Bauelement, das aus der Gegend von St. Gallen in schräger Richtung bis an den Nordrand der Kalkalpen streicht.

Es stellt dabei ein Gegenstück zu der fast ebenso lang und ebenso gerade aber entgegengesetzt schräg hinstreichenden Linie des Gamssteinzuges dar.

Beide zusammen aber schließen zwischen sich das Gebiet der Weyrer Bögen wie in einer weit geöffneten Schere ein.

Die Grenze von Maierock-Sengsengebirge hat aber noch weitere Besonderheiten, die einer Erwähnung wert sind.

Es handelt sich hier hin und hin um ein Stück eines sehr tief erodierten Faltenlandes, so daß es den Gosauschichten möglich war, sich in tiefe Einschnitte der alten Falten hineinzulegen. Das ist besonders schön am Maierockzug selbst zu beobachten.

Dieser Zug besteht aus einem gegen NO zu überkipptem Sattel mit einem Kern von Gutensteiner-, Reiflinger- und Wettersteinkalk. Die Südwestseite dieses lang hinstreichenden Sattels ist bis auf den Kern abgetragen und hier liegen Gosauschichten unmittelbar auf den überkippten Gutensteiner Kalken.

An der Nordostseite schließt sich an den Sattel mit wohlentwickelten Lunzer Schichten und Opponitzer Kalken eine Mulde von Hauptdolomit an, in welcher bereits der mächtige Gosauzug der Vorder-Laussa mit Bauxitlagern und Pechkohlen eingebettet liegt. Dieser letztere Gosauzug aber macht schon den großen Schwung der Weyrer Bögen mit. Auch er ist in streng sedimentärer Verknüpfung dem Faltenzug des Maierocks aufgelagert.

Wandern wir nun dem Zug des Maierocks folgend gegen NW zu weiter, so sehen wir wie sich der hochehobene Wettersteinkalk allmählich senkt und verschmälert und an der Südseite des Zeitschenbergs ganz verschwindet. Die Gutensteiner und Reiflinger Kalke streichen noch etwas weiter, keilen aber dann ebenfalls aus.

Dafür verbreitern sich die Lunzer Sandsteine und bilden in der Gegend der Weißensteinalpe eine Anschoppung von zirka 2 km Breite. An Stelle des untertauchenden Sattels des Maierocks tritt nun hier ein etwas nördlicherer Sattel an die Grenzlinie heraus, welcher mit dem Wettersteinkalkgewölbe des Krestenberges einsetzt und unmittelbar ins Sengsengebirge übergeht.

Auf der Strecke zwischen Kampertaler Alpe und Pitschberg tritt hier die Gosau nicht unmittelbar an unsere Grenzlinie heran, da noch ein Zug von Hauptdolomit vorgelagert erscheint, welcher von der Kampermauer bis zum Pitschberg zusammenhängend, weiter aber in Schollen bis Windischgarsten zu verfolgen ist. Die Gosau selbst ist diesem Hauptdolomit mit prächtigen Basiskonglomeraten aufgelagert. Es ist wahrscheinlich, daß dieser von Gosauschichten transgredierte Zug von Hauptdolomit gegen das Sengsengebirge eine Verschiebung erfahren hat.

Wir haben also gesehen, daß die Nordgrenze des Windischgarstener Beckens von einer auffallend geraden Grenze gebildet wird, an der nacheinander zwei große Sattelzüge schräge abschneiden.

Es bedarf keines weiteren Beweises, daß diese Grenze ihrer Anlage nach eine tektonische Bildung vorstellt.

Das Werfener Schuppenland im S dieser Grenze bildet keine Fortsetzung der nordwärts davon liegenden Falten. Es ist davon unabhängig und gewiß nicht unmittelbar dazugehörig.

Wahrscheinlich haben wir es hier mit einer schon vor der Gosauzeit hergeschobenen Schubmasse zu tun, die später tief erodiert und mit Gosauschichten eingesedimentiert wurde.

Ich will diese kurze Beschreibung nicht schließen, ohne noch einen Blick auf jene merkwürdige Scholle des Gunstberges westlich von Windischgarsten zu werfen, die bereits Geyer eingehend beschrieben hat.

Es handelt sich um ein steilgepreßtes hundes Schichtenbündel, welches von SO gegen NW streicht und angelagerte Gosau zeigt.

Das auffallendste Gestein sind prächtige fossilreiche Vilserskalke, die in einem Steinbruch verwertet werden.

Eine Fortsetzung dieses eigenartigen Schichtpakets ist bisher weit und breit nicht gefunden worden. Wahrscheinlich ist es ein Faltenstück der vorgosauischen Überschiebung und durch die Einbettung in Gosauschichten bis heute der Zerstörung entgangen.

VI. Glazialgeologie und Morphologie. (Vgl. Fig. 20, 21, 6.)

Über die eiszeitlichen Ablagerungen des östlichen Kartenbereiches habe ich schon vor zwei Jahren in der Zeitschrift „Die Eiszeit“ einen kurzen Bericht veröffentlicht.

Der westliche Kartenanteil ist insofern ärmer an solchen Ablagerungen, als die mächtigen Flußkonglomerate hier fast ganz fehlen oder aber im Admonter Becken wohl unter der Talebene verschüttet liegen.

Die älteste eiszeitliche Ablagerung, die ich hier aufgefunden habe, ist ein kleiner Rest von Grundmoräne, der an der Nordseite der Haller Mauern bei der Gowilalpe zwischen dem Grundgebirge und einer hier weitverbreiteten Gehängebreccie eingeschaltet liegt.

Es ist wahrscheinlich, daß es sich hier um Reißmoräne handelt.

Die darüberliegenden Gehängebreccien, welche sowohl an der Nord-, als auch der Südseite der Haller Mauern und der Reichensteingruppe weit verbreitet sind, kann man wohl dem Reißwürm-Interglazial einordnen.

Sie liegen übrigens größtenteils am Fuß des Kalkhochgebirges auf teilweise sehr schön ausgebildeten Einebnungsflächen, in welche die heutigen Talfurchen tief eingeschnitten sind. Schon dadurch gibt sich ihr höheres Alter unmittelbar zu erkennen.

Nach der Aufschüttung, Verkalkung und teilweisen Abtragung dieser Gehängebreccien finden wir sowohl im Bereiche des Admonter Beckens, als auch noch nördlich des Pyhrnpasses eine reichliche Aussaat von erratischen Blöcken und Geschieben, welche die Anwesenheit des Enns-gletschers und seinen Übertritt über den Pyhrnpaß beweisen. Die

Höhengrenze der erratischen Blöcke liegt südlich von Admont bei zirka 1180 m, an der Ostseite des Pleschberges bei zirka 1000 m und südlich von Spital bei der mächtigen Trattenbachquelle in zirka 1000 m Höhe.

Dieses letztere Vorkommen ist einerseits wegen einer großen Anhäufung von Verrucanoblöcken auffallend, anderseits auch als guter Beweis für den Übertritt des Ennseises über den Pyhrnpaß.

An drei Stellen haben sich in der Umgebung von Admont deutliche Reste von End- oder von Seitenmoränen des Ennsgletschers erhalten. Es sind dies die schönen Endmoränenwälle am Buchauer Sattel nordöstlich von Admont, dann der Seitenmoränenwall bei der Trattenbachquelle südlich von Spital und endlich der Moränenwall am Lichtmeßberg südlich von Admont.

Diese letztere Moräne ist offenbar von jenem Seitenstrang des Ennsgletschers abgelagert, der ins Paltental hineindrang.

Diese sehr bunt zusammengesetzte Moränenmasse wurde zwischen 1000 und 1120 m Höhe in den Mühlgraben eingefüllt, der bei Bärndorf



Fig. 20. 1 = Grundgebirge — Grauwackenzone. 2 = Seitenmoräne des Enns-Paltengletschers. 3 = kalkalpiner Schuttkegel.

ins Paltental mündet. Durch diese Einstopfung mit Seitenmoräne wurde der obere Teil des Mühlgrabens nun abgeriegelt und sein Bach zum See gestaut. Dieser Stausee fand dann durch den steilen Lichtmeßgraben einen Abfluß nach N ins Admonter Becken.

Später wurde der Seeraum von einem mächtigen, vorwiegend kalkalpiner Schuttkegel verschüttet, auf dem heute Kaiserau liegt. Bemerkenswert ist, daß der nächste kalkalpine Gletscher der Riffelgruppe nur bis zirka 1300 m herabreicht und noch zirka 3 km von der Moräne des Enns—Paltengletschers entfernt bleibt.

Die Seitenmoräne des Ennsgletschers südlich von Spital bildet einen steilen Blockwall unmittelbar neben der gewaltigen Trattenbachquelle zwischen 900 bis 1000 m Höhe.

Weiter nordwärts habe ich im Windischgarstener Becken keine Anhäufung von Verrucanoblöcken mehr gefunden.

Die prachtvollen geschlossenen Endmoränenringe des Lokalgletschers der Westseite des Großen Pyhrngas reichen knapp daneben bis zirka 900 m herab und kommen dabei dem Ennsgletscherwall auf zirka 200 m seitlich nahe.

Die großartigsten Aufschlüsse von Endmoränen des Ennsgletschers sind aber am Buchauer Sattel vorhanden.

Ich habe vor zwei Jahren in der Zeitschrift „Die Eiszeit“ die schönen Endmoränen des Buchauer Sattels bei Admont beschrieben, welche dadurch ausgezeichnet sind, daß hier die bunten Moränenwälle des Ennsgletschers unmittelbar mit den einförmigen Kalkmoränen der Gesäuseberge zusammenstoßen.

Ich hielt damals diese Moränen für Würmmoränen, was ich heute nicht mehr glaube. Man sieht nämlich z. B. an der Nordseite der Reichensteingruppe, daß die kalkalpinen Lokalglacier zirka 250 m tiefer unter die erratische Blockgrenze herabsteigen. Dieselbe Erscheinung habe ich inzwischen an zahlreichen Stellen der Nordalpen konstatieren können. Die Lokalmoränen der kalkalpinen Gletscher steigen ganz erheblich unter die Hochstandsgrenzen der zentralalpiner Eisströme herab.

Nachdem es aber unwahrscheinlich ist anzunehmen, daß gleichzeitig in demselben Gebiete die Fernglacier abschmelzen und die Nahglacier anwachsen sollen, so glaube ich, daß es sich hier um zwei getrennte Vergletscherungen handelt.

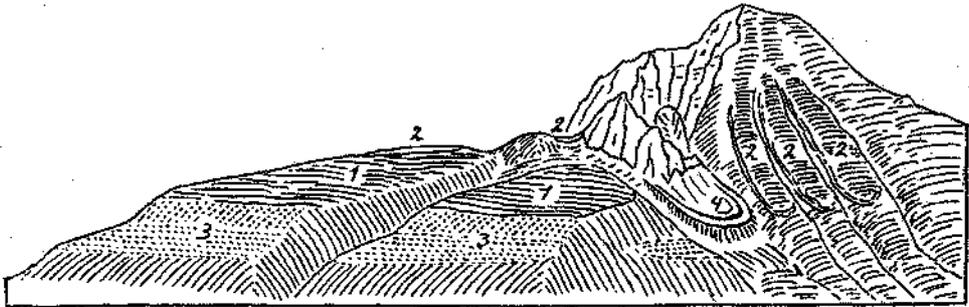


Fig. 21. Morphologisch gegliederte Ansicht des Gr. Pyrgas von NW. 1 = alte Einebnungsflächen auf Buntsandstein. 2 = Reste von Gehängebreccien aus Dachsteinkalk. 3 = tiefere Terrasse bedeckt mit bunter Grundmoräne. 4 = Endmoräne eines Pyrgas-Lokalglaciers.

Bei der älteren, der Würm-Vergletscherung nach Penck-Brückner, waren die zentralalpiner Eismassen auch in den Kalkalpen von großer Bedeutung.

Bei der jüngeren war die kalkalpine Vergletscherung allein und kaum mehr von Ferneisströmen gestört.

Ich habe diese von der zentralalpiner Vergletscherung unabhängige Vereisung als „Schlußeiszeit“ bezeichnet.

Die Endmoränen des Buchauer Sattels gehören also zu dieser Schlußeiszeit.

Weitere Endmoränen dieser Schlußeiszeit sind an der Nordseite der Reichensteingruppe und besonders schön an jener der Haller Mauern entwickelt.

Hier ist z. B. das breitsohlige Rosenauertal von gut erhaltenen Moränenwällen prächtig abgeriegelt. Unterhalb dieser Endmoräne tritt dann eine Talverbauung ein, welche weit gegen Windischgarsten hinauszieht und aus Konglomeraten mit Lehm und Sandlagen besteht.

Oberhalb von diesen tiefsten und zugleich weitaus größten kalkalpinen Endmoränen folgen dann noch zwei bis drei höhere Stadialwälle.

Noch jüngere Bildungen stellen endlich die großen Schuttkegel vor, von denen sich die mächtigsten in das Becken von Admont ergießen.

Über die Morphologie dieses Gebietes erscheint in nächster Zeit eine kleine Arbeit in der Zeitschrift für „Geomorphologie“.

Ich mache daher hier nur einige ganz kurze Anmerkungen darüber.

In dem besprochenen Gebiete sind eine Anzahl von alten Oberflächenresten in der Gipfelregion erhalten.

Die schönsten davon liegen am Großen Buchstein, dann zwischen Sparafeld und Riffel und am Gipfel des Pleschberges.

Gegenüber den großartigen Altflächen im Bereiche von Warscheneckgruppe und Totem Gebirge handelt es sich allerdings nur um recht bescheidene Reste.

Sehr schön erhalten ist die Altfläche zwischen Sparafeld und Riffel und auf der Schildmauer, wo ich auch erratische Gerölle in Roterden fand. Deutlich ist zu erkennen, daß es besser ist, diese welligen Oberflächen nur als „Einrundungen“ und nicht als „Einebnungen“ zu bezeichnen. Außer diesen Altflächenresten in der Gipfelregion begegnen wir aber auch am Fuße des Kalkhochgebirges mehrfach sehr deutlichen Altflächen, so insbesondere an der Nordwestseite der Haller Mauern und an der Nordseite der Reichensteingruppe.

Am schönsten ausgebildet sind diese Schrägflächen in dem Buntsandstein-Vorland der Haller Mauern östlich von Spital.

Hier steigen diese wohlgeglätteten Altflächen von zirka 900 bis gegen 1100 *m* an und stoßen dann jäh an dem wildzerschluchteten Steilgebirge ab.

Weithin werden diese tiefliegenden Altflächen von Gehängebreccien eingedeckt.

Die heutigen Talfurchen haben sich schon tief in diese Flächenreste eingeschnitten.

Die Moränen der Würm-Eiszeit liegen bereits in den Furchen der zerschnittenen Altflächen.

Es muß also die Hauptzertalung nach der Eindeckung mit den Gehängebreccien und vor der Würm-Eiszeit geschehen sein.

Bei dem häufigen Begehen und Beschauen dieser Altflächen, welche sich wohl kaum unmittelbar neben dem Steilaufbruch des Hochgebirges ausbilden konnten, hat sich mir die Vorstellung aufgedrängt, daß die Altflächen in der Gipfelregion und die am Fuße des Steilgebirges ursprünglich eine Formengruppe waren, die erst in ganz junger Zeit durch schroffe tektonische Heraushebungen der Gipfelkörper zerrissen worden ist. Diese Heraushebungen, die sich an steilen Schubflächen vollzogen haben, wären dann auch die Ursache für jene gewaltigen Aufschüttungen gewesen, deren Reste uns noch heute in den Gehängebreccien erhalten geblieben sind.

Bezüglich der genaueren Ausführungen verweise ich auf meine Arbeit in der Zeitschrift für „Geomorphologie“.

VII. Regionale Tektonik. (Vgl. Fig. 19, 22—24.)

Man kann sich mit einer Untersuchung und Beschreibung der lokalen tektonischen Erscheinungen im Sinne der älteren Geologie begnügen,



Fig. 22. Ostwestprofil durch die drei getrennten Schuhmassen von Haller Mauern I — Warscheneckgruppe II — Totes Gebirge III. 1 = Unterer Dolomit, Wettersteinkalk. 2 = Raibler Schichten. 3 = Dachsteindolomit und -kalk. 4 = Gosauschichten. o = Zusammenstoßstelle von I und II, vgl. Fig. 23. x = Zusammenstoßstelle von II und III, vgl. Fig. 24. e = Deckschuhmasse des Wurzenzer Kampfs.

man kann aber auch versuchen, die heute starr liegenden Formen als gegeneinander beweglich und bewegt aufzufassen und so ihre Starrheit nur als eine momentane Haltestelle auf weit zurückreichenden Bewegungsbahnen zu begreifen.

Wenn man sich von diesem Standpunkte aus eine Übersicht über die kinetische Geologie unseres Gebietes verschaffen will, so ist es am besten, den Pleschberg zum Ausgangsort der Betrachtung zu wählen.

Wie wir schon erwähnt haben, stellt derselbe eine gewaltige Anschoppung von Quarzsandsteinen der unteren Werfener Schichten dar.

Es handelt sich um eine rein tektonische Anschoppung und nicht etwa um riesige Ablagerungsmächtigkeit. Durch diese gewaltige Anschoppung von Buntsandstein wurden nun die darüber lagernden Schichtmassen stark in die Höhe gehoben und so bildet heute die Kuppel des Pleschberges ein Fenster, das uns gestattet, unter die Triasdecken hineinzusehen. Mit Hilfe dieses Fensters können wir hier von S gegen N vorschreitend folgende Bewegungsmassen unterscheiden:

Die südlichste bildet die Grauwackenzone selbst. Über ihr durch eine Schubbahn getrennt folgt die mächtige Anschoppungszone des Buntsandsteins. Über dieser schaltet sich eine Schuppenzone ein, deren Hauptteil aus Werfener Schichten, Rauhwacken, Gips, Haselgebirge besteht, mit zahlreichen Kalk- und Dolomitschollen.

Wahrscheinlich gehört auch noch die Schubmasse des Scheibeleggs mit ihrer Gosau hieher.

Erst darüber folgt dann die mächtige Kalkhochgebirgszone, welche, wie wir wissen, nochmals von einer höheren Schubmasse gekrönt wird. Die Schuppenzone an der Südseite der Haller Mauern und jene an ihrer Nordseite zeigen so nahe und enge Verwandtschaft, daß es wohl am wahrscheinlichsten ist, sie zu einer Einheit zu verbinden.

Es würden also nach dieser Auffassung die Haller Mauern, Warscheneckgruppe und Totes Gebirge auf dieser Schuppenzone liegen.

Der Einschub der Hochgebirgsdecke wäre aber wegen der starken Faltung der Gosau-

schichten vor ihrer Nordstirne erst als nachgosauisch, wahrscheinlich als tertiär zu bezeichnen.

Die Hochgebirgsdecke selbst aber trägt wieder vorgosauische Schubmassen auf ihrem Rücken. Wir hätten also nach dieser Erklärung zwischen

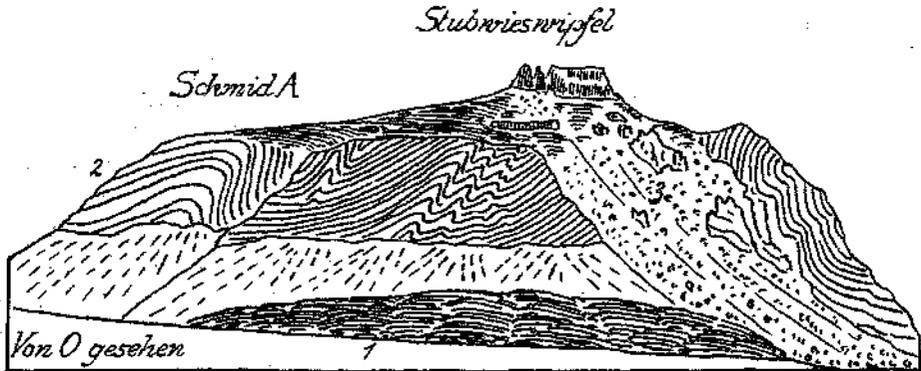


Fig. 23. Ostende der Warscheneckgruppe. 1 = Vorstufe der überschobenen Gosauergel und Sandsteine. 2 = intensiv gefaltete Zone von Dachsteinkalk. 3 = großer Bergsturz aus der gefalteten Dachsteinkalkzone. Derselbe verschüttete südlich von Spital bei St. Leonhard das ganze Tal und liegt hier auf bunter Grundmoräne.

einer liegenden und hangenden vorgosauischen Schubbahn eine tertiäre Schubbahn räumlich zwischengeschaltet.

Die vorgosauischen sowie die tertiären Überschiebungen sind als „Reliefüberschiebungen“ zu bezeichnen. Die Richtung der Bewegungen war keine einheitliche.

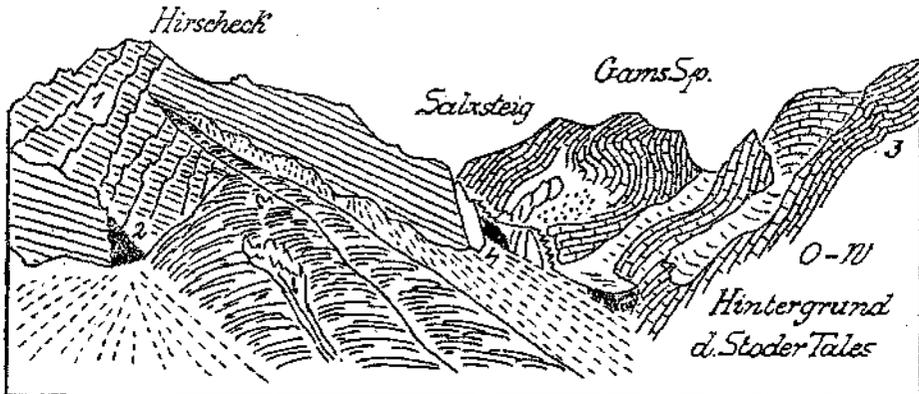


Fig. 24. Zusammenstoß von Totem Gebirge (rechts) und Warscheneckgruppe (links). 1 = Weitersteinkalk und Dolomit. 2 = Raibler Schichten. 3 = Dachsteinkalk. 4 = eingeklemmte Gosauzone mit Pechkohlen, Aktäonellenhäuten, reichen exotischen Geröllen, Sandsteinen, Mergeln.

Schon die knäuelartige Anschoppung des Buntsandsteins in der Pleschbergmasse ist durch reinen Südnordschub unerklärbar.

Besonders auffallend aber wird das Auftreten von Verschiebungen im Alpenstreichen, wenn wir das Verhältnis der drei Schubmassen Haller Mauern — Warscheneckgruppe — Totes Gebirge zu einander betrachten.

Diese drei im großen sicher zusammengehörigen Schubmassen sind durch tiefe Talfurchen von einander getrennt.

Diese Trennung ist aber nicht zufällig, weil sich in der Tiefe dieser Talfurchen Gosauschichten einschalten, welche nach ihrer Ausbildung gewiß nicht in so engen tiefen Fjorden abgelagert wurden.

Wenn man nun die Struktur der drei großen Schubkörper genauer verfolgt, so bemerkt man, daß dieselben jeweils an ihrer Ostseite eine starkgefaltete Stoßstirne besitzen, die ihrer Westseite fehlt.

Es zeigt dies an, daß diese Schubmassen auch gegeneinander in der Richtung von W gegen O verschoben und zusammengestoßen wurden, wobei jeweils die westliche Masse gegen die östliche aufgeschoben erscheint.

Es ist diese Erscheinung kaum anders zu deuten, als daß diese drei Schubmassen bei ihrem tertiären Einschub schon von der Erosion zerschnitten waren und so gegeneinander eine gewisse Bewegungsfreiheit besaßen.

Es drückt sich das auch dadurch sehr schön aus, daß sie ruckweise ganz ungleich weit nordwärts vorgedrungen sind.

Die Haller Mauern liegen am weitesten südlich, die Warscheneckmasse ist schon weiter vorgerückt und am allerweitesten die riesige Decke des Toten Gebirges.

Durch ihr ungleiches Vorrücken ist auch das Fenster von Windischgarsten teilweise offen geblieben. Durch ihr ungleiches Vorrücken ist aber auch die gewaltige Schrägstellung der Maierock—Sengsengebirgslinie bewirkt worden.

Wien, Anfang März 1926.

Der Weyerer Bogen in seiner Bedeutung für den Ausbau der „Alpengeologie“.

Von Dr. Otto M. Reis, München.

Mit einem Übersichtskärtchen.

In der Mitte zwischen Salzburg und Wien liegt der schon lange bekannte großartige Faltungshaken, in dessen innerer Krümmung das Städtchen Weyer liegt, welches dem Blatt 1:75.000, Zone 14, Kol. XI, der geologischen Spezialkarte von Österreich, zuletzt bearbeitet von G. Geyer 1903—1907, den Namen gegeben hat.

Der Faltenhaken oder „-bogen“ liegt östlich von einem schmalen NS-Streifen, welcher im N ungefähr durch das Leopold v. Buch-Denkmal am Pechgraben hindurchgeht und im S nach dem oberen Plaissabach oder dem Buchmeister-Weißengütl sich erstreckt. Der Bogen zeigt die Schichten-, bzw. Faltenverbände aus einem ONO—WSW-Streichen, dem alpinen Streichen, allmählich in NS, ja sogar SSO übergehen. Im Hinblick auf ähnliche, viel kleinere Hakenbildungen westlich von Salzburg im Kressenberggebiet, welche ich in den Geognostischen Jahresheften 1920, S. 203—237, und 1921, S. 223—244, behandelt habe, und ein größeres derartiges Vorkommen im Allgäu, welches demnächst in der gleichen Zeitschrift zur Besprechung kommt, sei auf Grund der vorhandenen Karten der österreichischen Bundesanstalt der Weyerer Bogen nach neu-eingeführten Gesichtspunkten einmal nachgeprüft. Ein eigenartiges Vorkommen von Granitblöcken bei Achthal am Kressenberg hat auch damals schon den Vergleich mit dem von G. Geyer früher behandelten Granitvorkommen im Pechgraben bei Weyer wachgerufen.

An dem Weyerer Haken beteiligen sich zwischen Gellarting und Weyer-Opponitz wenigstens drei größere Faltenzüge, welche an ihrem Nord- bis Westrand über davorliegende Einschaltungen von Kreideflysch und oberem Jura schuppenartig hinüberschoben sind und in sich selbst wieder in schuppenartigen Teilüberschiebungen zerstückelt scheinen.

Während diese Faltengruppen breite, wohlgerundete Bogen darstellen, sind die südlich bis südöstlich davon bei Höllenstein am Ybbsfluß und darüber hinaus hindurchstreichenden schmal und geradlinig; auch sie sind deutlich im Innern nach NW überschoben bzw. überfaltet; das Einfallen ist steiler, z. T. senkrecht. Die geradlinig in NO gestreckte Richtung ist über Göstling und Lunz hinaus beibehalten; auch südöstlich davon zeigen sich mehrere auffällig steilgestellte, nordöstlich gestreckte

Schmalschollen (Rovismauer, Brunnecker Mauer im Blatt Gaming-Mariazell), selbst in dem angrenzenden, wieder mehr von breitflächiger Lagerung beherrschten Triasgebiet.

Die fast halbkreisförmigen Weyerer Bogenfalten sind also nach innen zu abgelöst durch rein NO—SW gerichtete und völlig durch innere, gleichartig streichende steilere Schubflächen gestreckte und verschmälerte Züge — die „Sehne“ des Weyerer Bogens (Bruno Sanders im Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt 1921, S. 189). Es kann danach der im NW liegende Bogen nicht etwa durch von innen (S) nach NW zum Kalkalpenrand vorgedrückte und zungenförmig gestaltete Schubmassen hervorgerufen sein. Es fehlen auch in dem äußeren Raum der größten Ausbiegung mit der Forderung der höchsten Spannung jene Anzeichen von Streckung und Zerreißung, welche vielmehr erst in dem nördlich davorliegenden Flyschgebiet, also einem Raum sehr verschiedener Einwirkungen, zugleich mit den Anzeichen von streichenden Kleinstauchungen auftreten. Es muß bei diesen Verhältnissen noch etwas anderes gewirkt haben als der in alleiniger Erklärungsmittel viel angewandte SN-Schub der Alpengebirgsentstehung.

Wir betrachten nun das eng dazugehörige westliche Gegenüber des Weyerer Bogens bis in die Gegend von Kirchdorf (vgl. das gleichnamige Blatt 1:75.000, Zone 14, Kol. X); es zeigen sich hier sechs bis sieben rein ostwestlich gerichtete Faltenzüge, welche bis zu einem Abstand von 2 km dem Westende des Bogens gegenüberstehen, ohne, außer im nördlichsten, unten näher zu betrachtenden Teil, wenigstens auf eine Strecke von 15 km deutliche Spuren von Annäherungsabbiegungen oder etwa Schleppungen aufzuweisen. Der gegenseitige Abstand ist in nordsüdlicher Richtung erfüllt durch einen ziemlich zusammenhängenden Streifen von Gosauschichten und Kreideflysch, welcher letztere im Hangenden der ersteren vom Weyerer Bogen überschoben ist, während die Unterlage der Gosauschichten auf den fast quer abbrechenden Triasfalten der Kirchdorfer Faltenmasse ziemlich ungestört aufzuliegen scheint.

Was die letzteren Falten betrifft, so kann man sagen: Die Falten des Weyerer Bogens zwischen Weyer und Großraming lassen sich auf dem Westgegenüber ohne Zwang mit den nördlichsten Falten nördlich und südlich von Losenstein und Reichraming in vielen Einzelheiten gleichstellen. Die Gosauschichten setzen sich z. T. in den Mulden fort, so daß man sagen kann, daß nur die Enge der Zusammenfaltung nach-gosauisch ist.

Nach dem üblichen Alldeutmittel des einseitigen SN-Schubes müßte das westliche Gegenüber nach N vorgeschoben sein, ohne demgemäß erhebliche Anzeichen dieser Bewegung in sich zu tragen; der Weyerer Bogen hätte aber die stärksten Anzeichen einer dieser Bewegung gegensätzlichen oder widersinnigen Schleppung. Wir können daher mit diesem Begriff ohne weitere Zutaten nicht erschöpfend arbeiten.

Bei Kirchdorf macht sich am Außenrand der Kalkalpen — neben einem flachen Bogen über Ternberg bis Raming — eine stumpfwinkelige Einknickung bemerkbar, zu welcher die südlich anliegende Faltung in NW—SO—NO gleichartig geknickt ist; nach kurzer Strecke verlaufen der stark nach NO gerichtete und hier die am Alpenrand überragende

Vorbiegung verursachende östliche Schenkel, ebenso die hier weiter südlich folgenden Züge rein in W—O und in die bei Losenstein-Reichraming und südlich davon erwähnten OW-Faltungen hinein.¹⁾ Der westliche Schenkel der Kirchdorfer Einknickung zwischen Grünau und St. Pankratz-Berthgut behält seine Richtung nach SO über die Knickstelle bei Kirchdorf hinaus bei und streicht noch etwas am Süden des Weyerer Bogens vorbei nach Reifling a. d. Enns zu, woselbst die Faltenzüge nach NO abknicken, d. h. etwa die „Sehne“ des Weyerer Bogens beginnt, welche bis zum „Ötscher“ reicht (vgl. oben).

Der genannte, die Krems- und Kirchmauer enthaltende Faltenzugsverband läßt verschiedene nach NW gerichtete Haken erkennen, NS-Stellungen mit Überschiebungen nach W und erreicht am Traunstein den Kalkalpenrand, auf welches Ende wir noch zurückkommen. Wir wollen einstweilen nur folgendes hervorheben.

Der behandelte große Schichtenzug zwischen dem Traunstein und ungefähr der Gegend von Reifling im Kalkgebirgsinnern und wieder zurück in NO nach dem Kalkalpenrand zu bedeutet also eine riesenhafte Faltungseinknickung, deren Entstehungszeit erst nach der Zeit einer Anlage und teilweiser Anfaltung der Faltenzüge anzusetzen ist.

Im Winkelraum dieser eigenartigen Einknickung müssen nun entsprechend der geometrischen Abstandsverringerung zwischen den nördlichen Enden der Schenkel auch Längsverkürzungen eingetreten sein. Schon in der Ostweststreckung der Faltenzüge der westlichen Hälfte — innerhalb des flachen Bogens bei Ternberg ist — gegenüber der Länge im eigentlichen alpinen Streichen — eine solche Verminderung gegeben; in der Weyerer Hälfte stellt der Bogen selbst eine ganz beträchtliche Ostwestverkürzung dar; dahin ist auch zu rechnen das stärkere Maß der Verkürzungen, welches durch die Überschiebungen hervorgebracht ist, mit welchen die Falten, einander (und die zweifellos nachträglich auf einen schmalen Nordsüdstreifen zurückgesetzte und beschränkte Verbreitung der Gosau- und Flyschkreide) überdeckend, zu einer stärkeren Höhenhäufung übereinander gelagert sind. Da andere sinnfällige Ursachen fehlen, so ist die nächste Erklärung die Wirkung longitudinaler Kräfte eines quer zum Streichen wirkenden und nahezu im Streichen vor sich gehenden Zusammenschubs, welcher den Winkelraum unter Zusammengehen der Schenkel, durch Anlage und Verkleinerung des Winkels erheblich verringert hat.

Nachdem hiemit eine ganz allgemeine Anschauung entworfen ist, sei noch auf Einzelheiten der „Verkürzung“ und ihre Beihilfen näher eingegangen.

Die in der östlichen, der Weyerer Bogenmasse hervorgerufene stärkere Emporpressung hat verursacht, daß hier die Gosauschichten nur in vereinzelten kleinen Vorkommen erhalten geblieben sind, während sie in dem westlichen Faltungsverband als etwas ausgedehntere Muldenreste noch vorliegen. Dies beweist (Gosau am Dreispitz), daß die Verbreitung

¹⁾ Der erwähnte Bogen Kirchdorf—Raming, der im NO von Leonstein durch eine gleichsinnige Verschiebung unterbrochen ist, hätte also auch eine gestreckte „Sehnen“-lage statt eines runden Verdrängungskerns.

der Gosauschichten östlich und westlich weit über die jetzige Breite des nordsüdlichen Streifens hinausgegangen ist und daß wir in diesem den Rest aus einer ostwestlichen Verkürzung zu erkennen haben, welche ziemlich aus der Nordsüdfaltung ausgeschaltet war. An ihrem nordsüdlichen Anlagerungsrand ist westlich des Streifens auch eine schwache nordsüdliche Stauchungsemporhebung erfolgt, welche die eingefalteten kleineren, nunmehr von der Faltung erfaßten Gosaumuldenkerne deutlich von dem Nordsüdstreifen abgetrennt und ihm weiterhin eine auch in dem westlichen Anlagerungsrand noch erkennbar nach W. ausgreifende Krümmung aufgeprägt haben.

Im N dieser schmal streifenartigen Gebirgsnarbe ist am Kalkalpenrand ein kleiner Knick zu bemerken; in dessen stumpfwinkligen Raum ist von N nach S hereingedrängt: 1. ein abgerissenes Stück von Eozän-sandstein mit einer kurzen hakenartigen Umbiegung, welche im Streichen des Weyerer Bogens rückwärts gerichtet ist; 2. die berühmte Juraklippe mit Grestener Schichten im Kern nebst eingeschlossenen Granitklippen und östlichen und westlichen nach N zurückgebogenen Flügeln von konglomerat. Akanthikuskalk, auch dieses Gebilde im Flysch steckend; 3. daneben (von 2), scheinbar abgerissen, ein nordost-südwestlich, quer zum Streichen zusammengepreßter Haken von Akanthikusschichten und Neokom. Da diese drei Verbände auf streichende Verkürzung von W her, von der nächsten stärkeren kalkalpinen Vorbiegung hinweisen, so dürfte 4. auch die nördlich der Enns liegende, von dem westlichen Faltungszug, von Reichraming her kommende, dem unteren Neustifter Bach angehörige Umbiegung nach NO (Hauptdolomit mit Liasfleckenmergel), die gleiche Entstehungsursache haben wie 1. und 3., d. h. als Umbiegungen, welche freilich nicht entstanden wären ohne die Wirkung der zunehmenden Annäherung der Weyerer Bögen; aber auch nicht ohne eine gleichzeitige Annäherung von W her, welche besonders vom Flysch aus, aber auch von den nördlichsten Kalkalpenzügen in selbständiger Beweglichkeit angetrieben ist. Ich hebe nochmals hervor, daß der westliche Verband mit breiter Stoßfläche etwas weiter nach N reicht als der östliche bei Waidhofen, abgesehen davon, daß er verhältnismäßig viel weiter nach N vorgerückt ist als die geschleppten oder zurückgebliebenen Bogenverbände unmittelbar östlich des Gosastreifens.

Hier sehen wir mit dem plastischeren Flysch und von ihm umschlossen die nördlichsten Faziesgebilde des Jura mit Eozän in den Schutzwinkel des Weyerer Randknicks eingeschlossen, während nach Waidhofen zu diese Klippengebilde an der Stelle der stärksten kalkalpinen Vorbiegung förmlich abgeschliffen erscheinen, östlich dahinter nach Ybbsitz zu aber wieder in einer Schutznische gehäuft auftreten. Ich glaube, daß die Wirkung des Flysches bei westöstlichem Vorbeistreichen an einer zur Zertrümmerung geeigneten kalkigen Masse ähnlich ist jener der plastischen Haselgebirgsgesteine, von welchen im Geognostischen Jahreshfte XXVI, 1913, S. 147—148, erwähnt wird, daß von ihr plattige, bzw. plattig der Anlagerungsfläche parallel umgeformte Schollen von Ramsadolomit umschlossen werden. Es ist die Grenzfläche physikalisch so unterschiedlicher Gesteinsarten eine Fläche großer Kraftäußerungen der vereinheitlichenden, zusammenschließenden

Massenwirkungen plastischerer Gesteine, welche sich an einer großtrümmerigen harten Felsgebirgsmasse vorbei bewegen. Während die Kalk- und Dolomitgesteinszüge zur Fernleitung großen Druckes sich eignen, sammelt sich die plastische Gesteinsformation durch ihre Flüssigkeit und Kontinuität zu großen und vielfältigen Nahwirkungen (vgl. Geogn. Jahreshefte 1921, S. 228—229).

Die Flyschformation muß an dem Weyerer Knick mit gewaltigen Druckmitteln von N her gewirkt haben; sie hat verursacht, daß die erwähnte Verkürzung nicht unregelmäßig weit nach N ausbrechende Massenvorstülpungen hervorbrachte; sie muß mit nach S überwältigender Kraft die verschiedenen Vorwölbungen mit ihrem dem großartigen Innengefüge gar nicht entsprechenden Knick in eine gerade Linie nahezu ausgeglichen haben. Dies kann ich mir nur vorstellen mit einer selbständigen OW- oder WO-Bewegung, deren lebendige Kraft jene des Kalkalpengebirges übertraffen hat; letztere muß hierin eine „verzögerte“ Masse darstellen. Ohne diese gewaltige Beihilfe von N konnten die Weyerer Bogen, in die einheitliche ostwestgerichtete N-Grenzlinie der Kalkalpen hier eingezwängt, mit ihren Falten spitzen nicht so tief in den Alpenkörper hineindringen (bzw. dort festgehalten werden).

Als ein weiteres Merkmal dieser ausgleichenden Wirkung der plastischeren Massen des Flysches an dem nördlichen Kalkrand will ich noch das westliche Ende des unsere Aufgabe angehenden Gebietes, den Aufbau des Traunstein-Höllengebirgsabschnittes, anführen (Blatt Gmunden und Schafberg von Dr. Abel und G. Geyer, Nr. 4851).

Das Höllengebirge ist vom Traunstein getrennt durch eine NO-SW-Verwerfung, welche den westlichen Flügel nach SW verschiebt [vgl. Geognostische Jahreshefte 1913, S. 140, 1921 (1922), S. 228—231]; es ist dies eine Gesetzmäßigkeit sowohl bei sehr großen wie bei sehr kleinen „Dehnungs“verschiebungen. Wie eine solche Blattverschiebung östlich von Kirchdorf kartistisch festgestellt ist, so ist auch das Höllengebirge selbst im W am Kammersee in kleinerem Maße abgelenkt und durch Zurückschiebung nach SW geschnitten. Der Flysch hat hier, von der Salzach her nach NO sich vorbeugend, die größte Breite und von Straßwalchen her ostwestliche Nordbegrenzung. Von der erwähnten randlichen Kalkalpentreppe ist an seinem N-Rand nichts zu bemerken; er stößt im S an ihr ab, den Winkelraum, so weit sichtbar, erfüllend. Hier zeigt sich zwischen dem NW—SO streichenden Wettersteinkalk des Höllengebirges auf dessen NO-Seite und der NO—SW steichenden Traunverwerfung ein breiter Streifen von Faltungen jüngerer Formationen, welche an der W-Seite des Höllengebirges an Breite stark vermindert sind wie an der N-Seite des weiter nördlich vorragenden Traunsteins ebenso Verminderungen auffällig sind. Man muß annehmen, daß die beweglichste Formationsmasse des Flysches, welcher in großer Breite wirkend anliegt, hier an der Abhobelung der nicht durch eine feste Vorlagerung nach Westen gedeckten, in Schutznischen befindlichen Formationsgebilde erheblich beteiligt ist, daß die zerteilten Bruchstücke mit aufwärtsgeschleppt wurden und gerade hier der Abtragung verfielen.

Eine fernere Beziehung darf nicht außer acht gelassen werden; wir sehen diese stufenartigen Ahsetzungen des Kalkalpenrandes in einer

Randstrecke, längs welcher der Flysch eine außerordentliche Breite erreicht hat. Während seine S-Grenze bis zum Hölleengebirge annähernd ostwestlich verläuft, biegt die N-Grenze östlich der Salzach stark nach N aus, und es ergibt sich eine Breitenvermehrung, trotzdem der Kalkalpenrand bei Salzburg selbst eine N-Verschiebung erlitten hat (vgl. das Übersichtsbild im Geognostischen Jahreshefte 1921/22, I, S. 211). Die in Rede stehende Grenzfläche ist eine Kampffläche zwischen Druck und Widerständen (gleichgültig, ob man letzteren eine gestaltende Aktivität zuschreibt oder nicht). Ich habe im Geognostischen Jahreshefte a. a. O., 1921, II, S. 226—231, hervorgehoben, daß bei der SN-Faltung, an ihr entgegenstehenden Hindernissen gestaut, die Faltungsmasse Wirkungen seitlich aufwärts, nordsüdlich rückwärts und ostwestlich längsschubartig ausüben muß (a. a. O., S. 231 oben). Ich glaube, daß derartige Wirkungen durch eine eigene westöstliche Rotationsbeweglichkeit und -kraft in ihrer Stärke erhöht werden. Der Flysch drängt dadurch westöstlich nach der Enge von St. Pölten zu, er wird dort gestaut zu Ausweichbewegungen nach S und in die Höhe gezwungen. Wir kommen darauf zurück!

An dieser Stelle unserer Ausführungen können wir eine Vorstellung über den bei der Weyerer Bogenbildung möglichen Vorgang im Zusammenhang entwerfen. Mit der SN-Bewegung im Kalkgebirge ist eine sich durch innere Vorgänge verzögernde O-Bewegung lebendig geworden und macht sich gegenüber der Umgebung sowie in Teilen auch im Innern der Masse bemerkbar; hiedurch entsteht in einer der sich fortbildenden Längsfalten eine Einknickung an einer Stelle, welche noch als ältere Ablagerungsbucht in engerem Zusammenhang steht mit einer weniger westöstlich verzögerten, geologisch jüngeren Masse im N (Gosau-Flysch), durch die noch seitlich ein Druck nach S oder SO ausgeübt werden konnte. Die so entstandene Einknickung hat natürlich nach S zu ihre Grenze und auch ihre gewisse Festlegung. Die indessen von S ununterbrochen nachdrängende Masse wird von der Knickstelle weg besonders nach der östlichen Seite abgewiesen, bewegt sich zusammengeschieben an den Schenkeln des Winkelknicks entlang und drängt diese auch nach N vor sich her, wobei die ohnehin verkürzte Winkelspanne noch mehr verkürzt wird. Die im Winkelraum befindliche Faltenmasse ist am stärksten verzögert, und die den östlichen Schenkel bildende und hinter ihr wirkende Masse drängt mit verhältnismäßig frischerem Bewegungsmaß unter Schleppungswirkungen nach. Von N preßt sich dann noch die dritte Masse (Flysch-Molasse) zusammendrängend seitlich heran und so entsteht eine bogenartige Schleppung, eine Drehung, wie in einem eine einheitliche Richtung haltenden Fluß im beweglicheren Element durch Bewegungsverzögerungen vollendetere Strudel entstehen.

Es ist in dieser allgemeinen Erklärung für manche Einzelheiten in der sachlichen Grundlage sowie in der Deutung noch Rechenschaft abzulegen.

Wenn im Vorhergehenden gewissen nach S gerichteten Druckwirkungen des nach unserer Annahme auch östlich wandernden Flyschgürtels ein hoher Umfang von Mitwirkung zunächst an der Gestaltung des N-Randes der Kalkalpen zuerkannt wurde, so ist nicht zu

verkennen, daß die Ausbreitung und Begrenzung dieser Formation selbst im N ebenso abhängig erscheint von der nördlich angelagerten, wieder im beschränkteren Maße gefalteten Molasse und daß, wenn man von einer ostwestlichen, annähernd alpingerichteten Längsbewegung des Flysches nach O redet, das gleiche noch mehr dem Gürtel der Molasse zugestanden werden muß. Im großen und ganzen erscheint die N-Grenze der Flyschbreite ebenso geradflächig abgeschliffen; ebenso finden sich innerhalb der Molasseverbreitung in Bayern tektonische Flächen ähnlicher Ausbildung, z. B. zwischen jüngerer Meeresmolasse und obermiozäner Süßwassermolasse. Die physikalischen Verhältnisse sind auch schon trotz vieler Ähnlichkeiten in den Gesteinen infolge des viel geringeren Alters der Molasse genügend verschieden, um eine gewisse Eigenbewegung zu begründen. Folgende Tatsachen sind indessen im vorliegenden Erklärungsgebiet hervorzuheben:

1. Nördlich vom Kirchdorfer Knick nach S verläuft die Flyschmolassegrenze zuerst ostwestlich, während sie sich erst einige Kilometer weiter östlich in einer dem O-Flügel des Knicks entsprechenden NO-Aufbiegung von OW ablenkt.

2. Der Weyerer Knick am Kalkalpenrand wiederholt sich auch an der Flyschmolassegrenze, aber nicht nördlich davon, sondern wieder eine Anzahl von Kilometern weiter östlich zwischen St. Peter—Seitenstetten und Ulmerfeld. Durch diese O-Verschiebung, welche Flysch und Molasse einheitlich erleiden, stehen entgegengesetzte Amplituden der welligen Vorbiegung nord-südlich einander gegenüber; die nördlichen Amplituden sind infolge der streichenden Eigenbewegungen und ihrer ausgleichenden Wirkungen etwas weniger groß.

Molasse¹⁾ (und Flysch) treten nun von W nach O in ihrer bayrisch-niederösterreichischen Verbreitung aus einem nordsüdlich ausgedehnten Gebiet nach St. Pölten zu in ein sehr schmales; in der Gebirgsbildungsklamm von St. Pölten—Melk ist der Flysch bei viel weniger ver-ringerter NS-Breite der Molasse südlich von Kilb auf 4 km gegen 7 km im W zusammengegangen. Die hier eingeschalteten Nummuliten-schichten, welche östlich und westlich viel breitere Züge darstellen, stehen aber nicht etwa auf ein Mindestmaß der Raumeinnahme durch NS-Druck beschränkt senkrecht, sondern fallen noch nach S ein. Hier scheinen also die großen Beckengürtel mit ihren tektonischen Mulden nicht zusammengepreßt, sondern nach oben gehoben und in ihren breiteren Muldenabschnitten abgetragen zu sein; auch dies spricht für eine von der NS-Zusammenpressung etwas selbständigere Bewegungsart, welche die erstere begleitet (vgl. Geognostische Jahreshefte 1922, S. 227 ähnliches zwischen Bergen und Fraasdorf im Raum: Inn und Salzach, woselbst die noch an Breite unverkümmerte Molasse in gradlinig ostwestlicher Grenzerstreckung den nordöstlich von Inn her vorgebogenen Flysch zu einer vergleichbar geringen NS-Ausdehnung beschneidet).

¹⁾ Wir können hier übersehen, daß die oligozäne Meeres- und Brackwassermolasse der westlichen bayrischen, schweizerischen Gebiete offenbar infolge ungleichmäßiger Senkung der Gebiete östlich der Salzach und dem Faltungsquerschnitt verschwunden und durch den an Mächtigkeit zunehmenden Schlier teilweise physikalisch ersetzt sind.

Zum näheren Verständnis der im vorhergehenden zugrunde gelegten Längsstauung gehört noch die Besprechung eines Grundzugs der Formationsverbreitung jenseits der Enge und der Urgehirgsecke von St. Pölten; die Eckumbiegung macht sich in der Alpenfaltung beträchtlich weiter östlich bemerkbar:

1. bei Wilhelmsburg am Traisenfluß in der Flysch-Molassegrenze und etwas weiter östlich bei St. Veit—Rainfeld an der Grenze von Flysch und Unterkreide. Diese wichtige Eckumbiegung zeigt sich wieder in einer nach O verschobenen Lage zwischen Neulengbach—Hütten und der Geisruckklause (Blatt Baden und Neulengbach). Während letztere Abknickung gegen erstere etwas westlich zurückbleibt, entspricht sie:

2. zutreffender dem kalkalpinen Knick bei Altenmarkt am Triestingbach. Hingegen bleibt wieder westlich zurück ein gleichartiger stumpfwinkliger Knick beim Panzenwerk am Trafelberg (Blatt Wiener Neustadt), dessen W-Schenkel rein ostwestlich streicht. Man sollte annehmen, daß diese Stelle wenigstens 10 km weiter im O liege; es legt dies die S. 205 nahegelegte Verzögerung der Längsbewegung im nördlichen Kalkalpengebirge dar.

Die allgemeine viel stärkere Richtung der Gebirgslinien nach NO und NNO in diesem Alpenabschnitt scheint eine stärkere Anpassung an den SO-Rand des Böhmisches Urgebirgsmassivs zu bedeuten; ebenso würde solche im O an die südrussische Tafel eingetreten sein. Diese Umbiegungen sind aber offenbar nicht rein alpiner Faltungsentstehung; hier spielen noch die gewaltigen plutonischen Vorgänge mit. Die noch im Gebiete der Alpen bis Wien und nördlich davon (durch die andauernden Senkungen im Miozän) in der Tiefe zurückgehaltenen Magmen werden östlich von Wien in der Nähe der Grenzen des z. T. im O noch überschrittenen Schlepplungsschenkels des varistischen Gebirges (Dobruška), der hier stärker zerstückelt ist, isostatisch in die Höhe gepreßt. Zur Fortpflanzung und Abgabe solchen Drucks auf große Flächen eignen sich die zähflüssigen sauren Magmen, während die leichtflüssigen basischen Magmen sich leicht zerteilen und zerwirken; dies scheint auch hier zu gelten, woselbst die sauren Magmendurchbrüche eine mittlere Lage einnehmen und folgern lassen, daß diesen Durchbrüchen eine innere Kuppenerhebung vorausgegangen ist, durch welche die alpine Bewegung einen neuen, ihr eigentlich fremden Bewegungsanstoß nach NW, N und O erhalten hat. Diese Emporhebung ist im Innersten nach dem Durchbruch in einem rundum davon liegenden Lockerungsgürtel wieder zusammengebrochen.

Ich glaube, daß bei dieser östlichen Ortsanhäufung der Magmendurchbrüche neben der rein isostatischen Wirkung auch die durch die Verzögerungen bei der Alpenerhebung verursachte Druckvermehrung auf die Barysphäre, welche ebenso von S nach N wie von W nach O wirken muß, mitbeteiligt ist. Hinsichtlich der Erklärung der Schwereunterschiede zwischen den Alpen und ihrem Vorland macht O. Ampferer (Verhandlungen der österr. Bundesanstalt, 1918, S. 50) mit Recht darauf aufmerksam, daß unter dem Alpenkörper lediglich durch die Gewichtsauftürmung seiner Entstehung nicht mehr Magmen abgedrückt werden könnten, als durch den Alpenschub an Höhenbelastung anfallt. Es sind aber noch zwei Punkte hier zu berücksichtigen, die dabei stattfindende

Verminderung der Umdrehungsgeschwindigkeit mit ihrer Verzögerungs-Belastungsvermehrung und die Richtung der von S nach N und von W nach O vorschreitenden Belastung, welche tiefer in der Barysphäre die Magmen vor sich herreibt, nach Außen zu anhäuft und zu irgendwelchen Eruptionen veranlaßt. Daß in der Tat auch nach O wirkende Bewegungsursachen in Betracht gezogen werden müssen, das ist schon durch die S. 204 gegebene, ganz allgemeine Vorstellung über den Vorgang bei der Ausgestaltung des Weyerer Bogens nahegelegt (siehe unten Anmerkung),¹⁾ aber auch durch die S. 210 berührte Sonderbesprechung.

Auf die dabei wirksam werdende Stauchungskomponente nach NW möchte ich das stärkere NNO-Streichen und die innigere Anpassung an den böhmischen Urgebirgsrand zurückführen, welche in dem Winkel St. Pölten—Passau—Regensburg—Konstanz trotz stärkster alpiner Wirkungen nicht eingetreten ist; hiemit ist auch eine gewisse Stauchungsgegenwirkung verbunden gegen die westlich von St. Pölten angenommenen reinen OW-Bewegungen sowohl im jüngeren nachgosauischen als im älteren vorgosauischen Alpengebiet, besonders in letzteren. Zu der Entstehung des Weyerer Knicks und Bogens gehört auch eine Behinderung der Längsbewegung im O; erstere erstreckt sich insgesamt auf etwa die Hälfte der Entfernung Salzburg—Wien; es muß auch das, was als Gegenwirkung gelten kann, eine erhöhte Flächenausdehnung einnehmen.

Longitudinale Bewegungen, das heißt etwaige mehr oder weniger mit dem Kettengebirge streichende Faltenverrückungen, können W- und O-Bewegungen sein. Für W-Bewegungen glaubte A. Rothpletz vorzüglich die Verhältnisse diesseits und jenseits der Grenze der Ost- und Westalpen auswerten zu sollen. Reis hat sich für das Wettersteingebirge für späte W-Bewegungen ausgesprochen (Geognostische Jahreshefte 1921, S. 227); W-Bewegungen konnte auch Ampferer für das Wettersteingebirge zugestehen. Anzeichen tatsächlicher O-Bewegungen sind bis jetzt nur am Peißenberg bekanntgeworden (vgl. Bärtling und Reis, z. B. in Geognostische Jahreshefte 1916/17, S. 327—329). Ich werde demnächst aus den Allgäuer Alpen ein wichtiges Beispiel zum Teil versteckter O-Bewegung zur Kenntnis bringen, welches daran beteiligt war, daß ich nunmehr dieser statt der Rothpletzchen W-Bewegung den

¹⁾ Ich glaube, daß Intrusionen und Durchbrüche in hier noch etwas gelockerte alpine Faltungszüge magnastatisch emporgepreßt wurden, das heißt vorgebildete Wege und Bahnen einhielten, wie ich dies seit langer Zeit für die Intrusionen und Effusionen im nordpfälzischen Perm und Karbon durchgeführt habe, woselbst den Intrusionen nur die Rolle einer Beihilfe und einer Umgestaltung der Faltungsanlagen zuerkannt wurden. (Vgl. z. B. Geogn. Jahresh. 1924, S. 91—95, Erl. z. Blatt Donnersberg). In den O-Alpen beginnen die basischen und sauren Durchbrüche in der Gabelung östlich der Muralpen, etwa zwischen Graz und Wiener Neustadt, was auf den Beginn einer Erhebung und eines Zusammenbruchs hindeutet, der im O davon ungeheure Ausdehnung erreicht. Das nordsüdliche Streichen der Gneise, Hornblende- und Glimmerschiefer zwischen Güns und Friedberg, welches bei Wiener Neustadt in das alpine Streichen übergeht, hat östlich und südöstlich davon die Basaltausbrüche, deren Auftreten den Beginn der gewaltigen Aufblähung kennzeichnet, deren Widerstandswirkung nach W und NW die alpinen Richtungen nach NNO abdrängt.

Vorzug in den Erwägungen gebe. Die allgemeine Bedeutung der sogenannten W-Bewegungen hat in neuerer Zeit K. Leuchs für den Alpenaufbau anerkannt (Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 1923, III. Band, S. 112).

Inzwischen ist die Frage anderer Bewegungsantriebe als der rein süd-nördlichen durch Bruno Sander im Verein mit Otto Ampferer und Erich Spengler (Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt in Wien 1921, S. 173—224) von neuem in Fluß gebracht worden; sie sprechen von einer zeitlich von den SN-Schüben recht verschiedenen SO—NW-Beanspruchung der Alpen, wobei wir für viele Einzelfälle auch ebensogut eine SW—NO-Beanspruchung annehmen müßten; dies würde das Bild der Ursachen sehr verzwicken. Ampferer führt zur Stütze der Sander'schen Ansichten zwar nicht unbedingt zustimmend, aber als möglich so deutbar, das Bild des Unutzgebietes am Achensee mit der westlich davonliegenden fast rechtwinkeligen abgelenkten Jura-Neokommulde am Pfonsjoch—Marmorgraben (Mittenwald) an. Ich habe dieses Bild gleichzeitig (Geognostische Jahreshefte 1921, S. 229—231 und S. 243, Nr. 2, Erklärungsergänzungen) mit jenem der Teisendorfer Bögen und jenem am W-Ende des Wettersteingebirges verglichen, sie alle in die Reihe der durch longitudinale „W“-Bewegungen und Stauungen hervorgebrachten Haken eingeordnet; ich habe hierbei schon diese Entstehungen nicht ohne Hinzutreten von mit den Längsbewegungen zusammenhängendem nordsüdlichen Seitendruck gedacht und so erklärt. Ohne an dieser Stelle näher auf eine weitere Begründung einzugehen, möchte ich bemerken, daß nicht nur die der südöstlichen Vorspitzung des Pfonsjoch-Muldenecks (nicht etwa dem südlich benachbarten Wettersteinkalk-Längszug) parallellaufende, mit Streckungsverwerfungen (NO—SW) durchsetzte schmale Jura-Neokommulde am Plumser Joch—Pertisau für eine vorwiegende Seitenwirkung von NW her spricht, sondern auch, daß die vom O. Ampferer angeführte NO—SW-Faltung des Sonnwendgebirges als durch eine Druckwirkung von WNW (vom Pfonsjoch) her miterzeugt gedeutet werden darf; es kann sogar erwogen werden, ob von dieser Seite her nicht die Zerreißung und Streckung der Plumser Joch-Mulde erfolgt sei; eine drehscheibenartige aktive Gegenwirkung wäre also von NW her aufgetreten; die „Schrägstruktur“ des Sonnwendgebirges — welche mit der Schwazer Grundgebirgsvorrückung ohne nähere Beziehung ist — wäre die Faltungstellung des größten Widerstands (vor Eintreten der Ruhelage), gegen die von WNW sich bemerkbar machenden Bewegungsantriebe. Diese hängen eher mit dem unerwarteten Auftauchen des Muschelkalk-Partnachmergel-Sattels zwischen Isartal und Eibsee zusammen, an dessen Gestaltung die an der Höllentalklamm-N-Wand deutlich ausgeprägten Anzeichen der OW-Bewegung, beteiligt sind,¹⁾ gleichgültig, ob man annimmt, daß in diesem Zug der Wettersteinkalk vorhanden war und überschoben ist oder faziell schon ursprünglich fehlte.

1) Parallel verläuft im Wettersteinkalk eine schmale Einpressung von Partnachschichten, welche weiter nach W in den Wachsenstein hineinreicht, als meine Karte des Wettergebirges es angibt.

Die Frage der longitudinalen Bewegungen in den Alpen und Vor-alpen wurde vor kurzem belebt durch die Forschungen des Geodäten Professor Max Schmidt in München, welcher in diesen Gebieten Bayerns nicht unerhebliche, in den letzten 40 Jahren vor sich gegangene Ortsveränderungen der Hauptdreieckspunkte der Landesvermessung sowohl in senkrechter Richtung als auch mit den Anzeichen einer tangentialen Wanderung nachwies, welche er als „W-Wanderung“ bezeichnet. Ich habe diese verschiedenartigen und verschieden großen Bewegungen geologisch-kartistisch zu gruppieren und begrenzen versucht.¹⁾

Es wurde darauf hingewiesen, daß das Gebiet der stärksten Längsbewegungen dieser Art von dem Alpenkörper am entferntesten liege und von ihm durch Gebiete getrennt ist, in denen zum Teil gar keine Bewegungen bemerkbar sind oder nur senkrechte Absenkungen festgestellt wurden. Die nächste Folgerung ist, daß diese Bewegungen von denen der Alpenkette selbständig sind, selbst wenn man die geringen Bewegungen am Kalkalpenrand als postume Nachkömmlinge der eigentlichen Alpenentstehung deuten wollte. Von den Bewegungen am Rande der Alpen hat die heutige „W“-Bewegung des Peißénbergs eine hohe Bedeutung, weil hier in jungtertiärer Zeit eine O-Bewegung auffällig ist; dies ist um so auffälliger, als eine östlich davon bemerkbare Geländegestaltung mit der auch heute noch nach dieser Gegend hinzielenden „Senkung“ im Zusammenhang zu stehen scheint. Es könnte also ein und derselbe Punkt der Alpenoberfläche bei nicht sehr verschiedenem Verhalten der Umgebung (auf einer Seite) in geologisch aufeinanderfolgenden Zeitabschnitten einmal O- und das andere Mal W-Bewegungen ausführen. Dies dürfte nur dadurch wahrscheinlich sein, daß eine der beiden Bewegungsrichtungen eine scheinbare ist, auf einem geringeren Maß der gleichen Bewegungsart in derselben Richtung beruht.

Ich habe nun die Ansicht vertreten, daß, wenn eine Westwanderung in den Alpen nach Rothpletz angenommen werden müsse, sie nicht in einem vom SN-Schub wesentlich abgesetzten Vorgang bestanden haben könne, sondern daß sie die letzten Ausgleichs- und Ausweichbewegungen längs festgelegter tektonischer Schubflächen darstellen müsse.

Zu den Ausgleichsbewegungen gehören auch jene Bewegungsangleichungsvorgänge, welche bei gewaltigen Gebirgsentstehungen alle tiefergehenden und ausgebreiteteren Massenänderungen in der Erdrinde durch Faltung, Zusammenschiebung, Überschiebung und Deckenwanderung oder auch durch mächtige Intrusionen von Magmen in einer völlig vom tieferen Untergrund abgescherten Gebirgsbildungsmasse mit der lebendigen Kraft der Erdumdrehung eingehen müssen. Wenn auch in der Gegenwart die Erdrotation, die Schwere und die gebirgsbildenden Kräfte scheinbar in Ruhe und im Gleichgewicht sind, so beginnt in der Geburtsstunde großer weltumspannender Kettengebirge bei der durch

¹⁾ Ich habe hierbei das etwas nördlichere Ausstreichen des vereinzelt, mir wohlbekannten Auftretens von jüngerer Meeresmolasse südöstlich vom Starnberger See in der Konstruktion versehentlich nicht recht gezogen, welches eine wichtige Einzelheit zu klären veranlaßt hätte (Geognostische Jahreshefte 1924, S. 257); ich komme an anderer Stelle darauf zurück.

die Faltung verursachten Untergrundloslösung gewaltiger Gesteinsmassen in mehreren Mächtigkeitskilometern, welche aus der Tiefe emporgestülpt, umgepflügt und aufeinander getürmt werden, die Verwahrung und Gegenwirkung der großen Umdrehungsgrundbewegung des Erdkörpers gegenüber den eigentlich viel kleinlicheren, aber immerhin tiefgreifenden Änderungsversuchen an dem vorherigen Gleichgewichtszustand, welcher die unbedingteste physikalische Notwendigkeit auf der Erde ist und sich selbsttätig ohne weiteres einstellen muß.

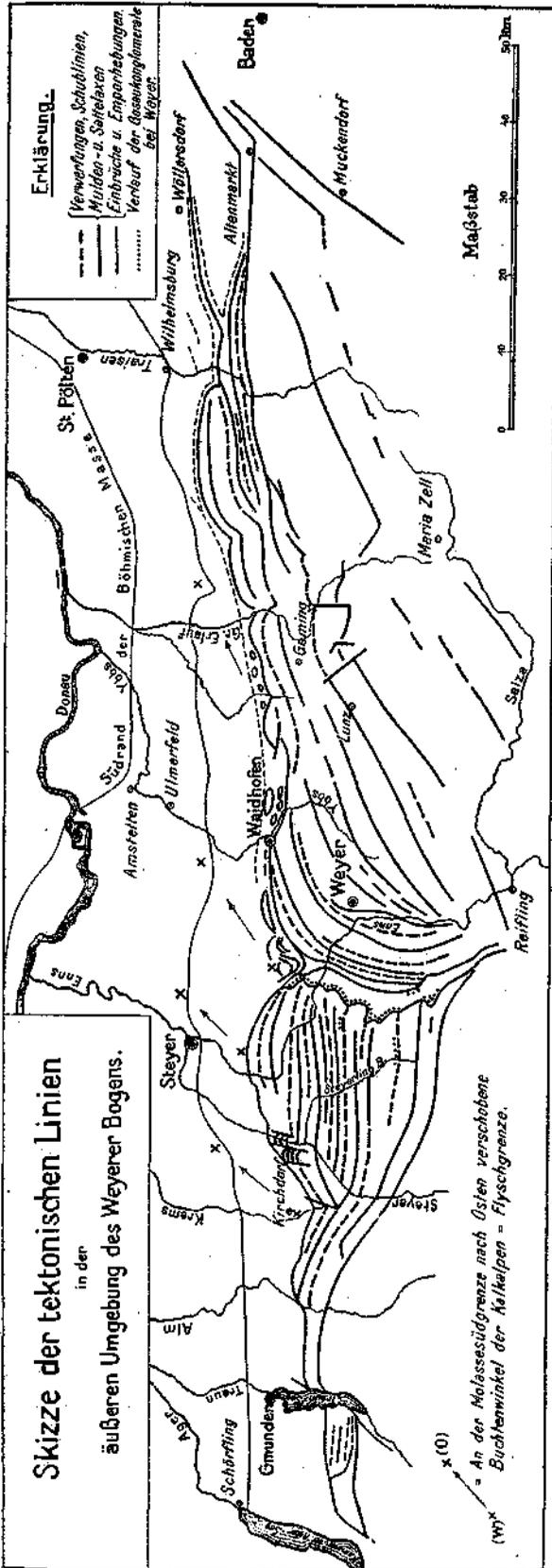
Ich habe in der erwähnten Studie (1924) die „Westwanderung“ in den bayrischen alpinen und voralpinen Gebieten — nicht ohne mich vorher in auffälligen, von intrusiven Massenänderungen und Platztausch betroffenen Gebieten des Karbonsattels der nördlichen Pfalz und der Rhön von der Anwendbarkeit dieser Anschauung überzeugt zu haben — als eine Folge von magmatischen Massen- oder von Schwerevermehrungen in gewissen ostgestreckten Schollenabschnitten erklärt, welche, an streichenden OW-Kluftbahnen zu Ausweichebewegungen zugelassen, eine Umdrehungsverzögerung erfahren.

Wir wissen, daß in der nordbayrischen Hochebene ein zu hoher Schwerbetrag festgestellt ist; ich habe statt und neben der weniger faßbaren Erklärung der Emporhebung der Barysphäre die Vorstellung eines stärkeren intrusiven Aufsteigens des Sima in dazu geeigneten, tektonisch vorgebildeten Abschnitten des tieferen Aufbaues der äußeren Erdrinde gesetzt (Kettenjura-Fortsetzung) und als Anknüpfung für die Gegenwart auf den Magmenvorrat zurückgegriffen, der schon das Ries, den Hegau und die Vulkankeime in der Rauhen Alb mit Laven versorgte und mit Gasentladung durchschüttert hat (vgl. oben S. 207¹).

Was das ebenfalls, aber gegenwärtig viel weniger „verzögerte“ Randgebiet der Kalkalpen betrifft, so wurde auf die Tatsache hingewiesen (vgl. Geognostische Jahreshefte 1924, S. 91—93, Erl. z. Blatt Motten-Wildflecken 1924, S. 41), daß in Gebieten großen Mächtigkeitsdrucks und der Druckvermehrung durch enge Zusammenfaltung und Aufrichtung die passiv (magmastatisch) aufgetriebenen Magmamassen nicht zum Durchbruch kommen, bzw. nur in die vadose Sphäre aufdringen, in welchen dann Explosionen dem Auftrieb die Hindernisse wegräumen; sie werden in der Tiefe seitlich abgepreßt. Trotzdem sind verhältnismäßig junge Magmen in die Höhe der jetzigen Alpenoberfläche gelangt, wie der durch Dr. Hammer 1924 vorgeführte Bimssteindurchbruch bei Köfels im Ötztal; es kann auch für den Ehrwaldit im Wettersteingebirge die Frage erörtert werden, ob er von den tertiären Alpenbewegungen und -verfrachtungen schon betroffen wurde, was zweifellos für die Diabase im Allgäu angenommen werden muß.

Wenn daher gefolgert werden darf, daß die Tiefe unterhalb den Kalkalpen keineswegs magmatisch tot ist, sondern die Magmen nur zurückgehalten, bzw. z. T. abgepreßt wurden (vgl. S. 207), so darf die Ansicht vertreten werden, daß zum mindesten die randlichen Kalkalpengebiete in der Tiefe in viel größerem, die Erdumdrehungsgröße beeinträchtigendem Umfang von basischen Magmen durchschossen seien.

Es konnten hier nicht nur die Teilsenkungen der Gegenwart im voralpinen Bereich isostatisch mitwirken, sondern auch die Senkungen der



nördlichen Küstenstrecken Europas Einfluß haben, welche sich nach den mit dem geologischen Bau bestens übereinstimmenden geodätischen Deutungen Dr. M. Schmidt's in München in Frankreich (Sitzungsber. d. Bayr. Ak. d. Wiss. 1922, S. 1—11) von dem Ärmelkanal bis zum Alpenbereich erstrecken und dort auch gegenseitige Aufwärtsbewegungen verursacht haben. Es ist wohl kein Zweifel, daß diese „Isokatabasen“ nach Deutschland hinein fortsetzen und mit entsprechenden Verlaufsänderungen hier ein ähnliches Bild hervorbringen würden.

Das Absatzgebiet der Schichten des kalkalpinen Alpenkörpers ist gegenüber jenem der meisten nachpermischen Formationen in germanischer Ausbildung das Gebiet der größeren und großen Mächtigkeiten; es war wohl beim Aufbau der meisten Formationsglieder in fortwährender Senkung begriffen; ihre Becken haben sich allmählich in immer neuen Randbrüchen nach Norden übergreifend und vorrückend auch immer neue Senkungsgebiete aus dem varistischen Faltenkörper herausgebrochen. Wenn nun im Verlaufe dieses Vorganges auch nach Süden isostatisch die umgekehrten Erscheinungen im Bereich der späteren Kalkalpen auftraten und ein langzeitliches geringes Ueberragen — also eine höhere Lage — von südlichen Formationsverbreitungen

(Gosau) über die jüngeren und jüngsten nördlichen Beckenabsätze zugestanden werden muß, so ist dieses Übertagen nicht in Vergleich zu setzen mit den Hebungshöhenlagen, welche durch die Alpenfaltungen und Überschiebungen erreicht wurde —, wenn wir uns auch die hyperbolischen Zahlen, welche man in neuerer Zeit errechnet, nicht zu eigen machen wollen.

Wenn man nicht die Anschauung des Bestehens von Alpen vor der Alpenentstehung verfechten will, so muß man unter der Annahme eines nicht oder nur noch wenig gefalteten Schichtensystems bei großen Mächtigkeiten durchschnittlich auch eine große Tiefenlage der Formationsglieder bis zu einer wahrscheinlichen Abscherungsfläche voraussetzen. Bei der Hebung aus solcher Tiefe kommt eine dichtere Masse aus einer Tiefenlage geringeren Maßes der Erdumdrehung in eine solche höheren Maßes, muß also neben weniger gehobenen als eine verzögerte Masse erscheinen, und zwar so lange, als sie die Umdrehungsgeschwindigkeit der Umgebung nicht angenommen hat. Hohe Mächtigkeiten haben eine große lebendige Kraft der Umdrehung; werden sie aus dem Zusammenhang der Unterlage gelöst, von der Gebirgserhebung ergriffen und in einer Richtung senkrecht zur Umdrehung vorwärts gezwungen, so kann dies nur unter Verlusten in der lebendigen Kraft der ursprünglichen Eigengröße der Erdumdrehung geschehen. Hohe Mächtigkeiten, welche streichend aufgerichtet sind, werden sich in Längsschollen von stärkerer Oberflächengeschwindigkeit weniger dichter und von geringerer Tiefengeschwindigkeit dichter Schichtmassen auseinanderteilen. Formationsbereiche, welche ihrer Geschichte und ihren physikalischen Eigenheiten nach zur Starrheit und zur Zertrümmerung und inneren Zerreibung neigen, werden während der Emporhebung größere Verluste der nach O gerichteten Eigenbewegung erleiden gegenüber jenen, welche gemäß ihrer erst späteren Einbeziehung in die Gebirgsbewegung (Faltungsvorgang), ihrer geringeren Erhärtung, ihrem geringeren Hangenddruck, ihrer Ausweichebewegungs-Behilflichkeit, ihrer Geschmeidigkeit vor solchen Verlusten mehr bewahrt sind. Kommen Massenverbände aus südlicheren Gegenden mit der dort höheren Umdrehungsgröße nach N, dort Zerreibungslücken ungleichartiger Ostbewegung vorfindend, so werden sie die Schollen nach O überholen und sich östlich in longitudinaler Fortsetzung dazwischen- und danebenlagern usw.

Die erwähnte Wirkung starker Faltungsaufrichtung hat auch die Folge, daß auf einer Grundfläche (Teil der Abscherungsfläche) durch die Steilstellung, welche noch jetzt (trotz des großen Abtragungsmaßes) nicht nur kilometerweit die Massen ins Freie emporragen, sondern auch nach gelegentlichen Bohrungen usw. auch noch bis zu einem Kilometer — also wohl auch noch tiefer — unverändert in die Tiefe sich fortsetzen läßt, nun ganz andere, vervielfältigte Gewichtsverhältnisse aufrufen als vorher, die besonders ins Gewicht fallen, wenn es sich um Eisenoolith, um Glaukonit führende Gesteine, um Dolomit gegenüber Mergel und Ton handelt. Es kann dabei der auf die gleiche Breite eines Umdrehungsgürtels entfallende Gewichtsdruck um ein Vielfaches vermehrt werden.

Es ist sogar häufig die Möglichkeit einer zentrifugalen Hebung gegeben, wenn Massen großer Dichte und spezifischer Schwere durch die Gebirgs-

hebung in eine Erdkugelschale gelangen, in welcher jene, zur Angleichung der Geschwindigkeit gezwungen, eine viel höhere lebendige Kraft der Umdrehung erhalten. Es wird dies dann in Erscheinung treten, wenn solche Schollen östlich und westlich von nordstüdlich streichenden Klüften fest eingezwängt sind und eine Verzögerungsausweichsbewegung nicht möglich ist, wenn annähernd ostwestlich streichende Fahrklüfte nicht bestehen, bzw. in gelockertem Gefüge nicht leicht neu gebildet werden können.

Die Einwirkung auf die Umdrehung ist dadurch verbürgt, daß die Alpen eine abgescherte, von und auf der Erdrinde in gewissem Maße losgelöste, beweglicher gewordene Gebirgsentstehungsmasse darstellen; es ist dies auch z. B. für den Kettenjura nachgewiesen. Man kann sogar behaupten, daß eine jede beginnende Faltung schon durch die physikalischen Ungleichheiten des inneren Gefüges (vgl. z. B. das in Geognostischen Jahreshften 1921, S. 228, wiedergegebene Modell) die Anlagen und Anfänge der Ablösung und Eigenbewegung in sich trägt, wenn auch eine völlige Abscherung, welche die Schichtverbände auch anderen sonst wenig wirksamen Einflüssen überläßt, erst im späteren Verlauf der Faltung ermöglicht werden wird. Die Überlassung so abgestellter Faltschollenteile der äußeren Erdrinde an eine Neuordnung des gestörten Gleichgewichts zwischen erheblichen Gewichtsänderungen und der Ortsgröße der Umdrehungsgeschwindigkeit wird sich daher eindringlichst erst gegen den Höchststand der Gebirgsfaltung einstellen können, d. h. die streichenden Bewegungen werden, wie ich dies mehrfach behauptet habe, die jüngeren Phasen und den Abschluß der Alpenentstehung auffälliger begleiten. Die vorher latenten Kräfte der Erdumkehrung werden in diesem Zustand zu nicht unerheblichen Kraftäußerungen ausgelöst, welche auch die ursächlichen Auffaltungsbewegungen durchkreuzen und hemmen.

Wir haben oben aus Verhältnissen der Grenzgestaltung gefolgert, daß der Flyschgürtel den Kalkalpenrand und die Molasse den Rand der Flyschverbreitung gestaltlich stark beeinflussen; es geschieht dies nicht im Sinne eines einfachen Widerstands-Brandungsrißs der nördlichen Gürtelscholle gegen eine südlichere, sondern auch im Sinne des gestaltenden Kraftüberschusses einer nördlichen, weniger bis unverzögerten Erdrindenmasse, welche auch noch in einheitlicher Weise zu wirken vermag, gegenüber einer südlicheren und in Einzelschollen mit verschiedener OW-Geschwindigkeit zertrümmerten, verzögerten Masse. Auch innerhalb des Kalkgebirges dürften Teilgürtel, z. B. sogenannte Decken, verschieden große Eigenbewegungen nach O ausführen.

Wichtig ist zum Schluß noch die Hervorhebung, daß die Umdrehungseinwirkung auf die Schubgestaltung der Alpen mathematisch eine ostwestliche sein muß, daß diese Richtung gegen das alpine WSW-ONO-Streichen — zwischen der südlichen Umbiegung der Westalpen an der Rhone und dem nördlichen Karpathenbogen östlich Wien — unter spitzem Winkel auftreten und hier auch im Innern der kalkalpinen Faltungsschollen ebenso wirksam gedacht werden muß. Ob das alpine Streichen zwischen heiden genannten Endpunkten überhaupt eine Resultante ist oder eine Folge großer entgegengesetzter Drehungen an ihnen, diese Frage möchte ich hier nur kurz berühren. Nachdem durch einen

Vortrag des Professors Dr. Leux in der Geologischen Vereinigung in München die Anschauungen und die schwer erhältliche Schrift Argands über Alpenbildungen auf dem eurasischen Kontinent auszugsweise bekanntgeworden sind, sehen wir, daß eine jener von der Nordküste von Afrika nach Europa herüberziehenden, südnördlich wandernden Faltenwellen beträchtliche Teile von des letzteren älterem Kerngerippe (Korsika usw.) losgerissen und im Bogen nach O drehend vorgeschoben haben soll, so daß sogar noch im westlichen Körper von Italien nach O gewanderte Teile enthalten wären. Welche besonderen Kräfte dabei nach Argand gewirkt haben, ist uns nicht ersichtlich geworden. Ich habe, um mir die sonderbare, und sicher nachträgliche Apenninenabbiegung zu erklären, auf die Mitwirkung der hier betonten Rotationskräfte schon bisher zurückgegriffen, ohne befriedigendes Ergebnis zu erzielen.¹⁾ Ich glaube aber, daß besonders hochgehobene, aus fernem S rasch nach N wandernde Teildecken eine derartige O-Ablenkung und Abreißung als Folge der wirksam gewordenen Rotationskräfte hervorbringen könnten. Noch eines sei zu dem Vorhergehenden ergänzt.

Man spricht stets nur bei einseitigem Schub von Überschiebungen; meine Ansicht von aktiv aus N (bzw. W an den N-Grenzen) wirkenden, immer in tieferer Lage befindlichen, nicht oder wenig gehobenen Formationsgebieten, welche in WO-Bewegung gegen sich aus S einporhebende Schollen, alle mehr und weniger noch zuletzt in gewisser zentrifugaler Hebung begriffen (S. 212 und 213), anströmen, legen den Gedanken mindestens von beschränkten Unterschiebungen²⁾ der letzteren durch erstere nahe. Es dürfte für viele Überschiebungen nach W in den Alpen gelten: keine Überschiebung ohne entsprechende Unterschiebung von W. Wir nehmen das auch für den Bogen von Weyer an! Es gilt dies für die Grenzfläche von Flysch und Kalkalpen wie für die zwischen Molasse und Flysch, an welcher das südlichere Formationsgebiet verzögert von dem weniger verzögerten nördlichen spitzwinkelig angefahren und tektonisch angegriffen wird, soweit dabei die Veränderungen nicht gegenseitig sind.

Daß die Umwälzungen, die ich angeführt habe, groß genug sind, um die unter gewöhnlichen Verhältnissen des Gleichgewichtes zwischen Erdkrustenschwere und Umdrehungsmaß unmerkliche, aber doch gewaltige Größe der WO-Bewegung zu einer sozusagen plötzlich auftretenden, tektonischen Wirkung auszulösen, das geht, wie wiederholt sei, auch aus der weltumspannenden Länge dieses aus dem Tiefenzusammenhang abgescherten, anerkannt wurzellosen Gebirgsbildungsgürtels hervor.

¹⁾ Ich glaubte, wie bei dem Karpathenbogen die Teilnahme magmatisch-vulkanischer Beihilfe erwägen zu sollen.

²⁾ Während diese Unterschiebungen der Erdumdrehung angehören würden, nimmt sie, wie ich entnehme, Argand als eine wesentliche Gegenwirkung des SN-Schubes als NS-Schub für die Alpen an.

In der beigefügten Übersichtsskizze, welche leider sehr verkleinert werden mußte, sind die Hebungs- und Senkungsgebiete der verschiedensten tektonischen Herkunft einheitlich bezeichnet. Die Erklärung ist so zu deuten, daß die ausgezogenen Linien Hebungsrichtungen, die gestrichelten Senkungsrichtungen kennzeichnen. Am Nordrand der Kalkalpen ist zwischen dem Gebiet des Blattes Weyer und den östlichen Gegenden insofern ein Unterschied zu vermerken, als die von G. Geyer in den oberen Kreideflysch einbezogene Mergelschiefer etc. -Formation im Weiterstreichen als Neokomflysch bezeichnet — mit feiner Strichelungsabgrenzung angedeutet — ist, was die ältere Auffassung zu sein scheint. Für das Blatt Ybbs konnte für eine Einwinkelungsstelle am Nordrand der Kalkalpen die entsprechende am Nordrand des Flyschgürtels NO vom Gr. Erlauf nach neueren Aufnahmen nicht verfolgt werden.

Fossile Hölzer aus Schlesien.

Von A. Fietz.

Mit 1 Tafel.

(Aus dem Institute für Botanik, Warenkunde, technische Mikroskopie und Mykologie der Deutschen Technischen Hochschule in Brünn Nr. 12.)

Die Untersuchungen fossiler Hölzer aus Schlesien erstreckten sich bisher vor allem auf Funde aus Preußisch-Schlesien, während die südlichen und östlichen Randgebiete des Tertiärs und der Rand des Diluviums entlang der Sudeten bisher nicht behandelt wurden.

Im folgenden sollen nun einige Vorkommen aus dem jetzigen Tschechisch-Schlesien, welche sowohl dem Tertiär als auch dem Diluvium angehören, besprochen werden. Angeschlossen wurde noch eine bereits in Preußisch-Schlesien gelegene Fundstelle.

Geologie.

Die untersuchten Lignite stammen sowohl aus dem westlichen als auch aus dem östlichen Teile des jetzigen Tschechisch-(seinerzeit Österreichisch-)Schlesien.

In Westschlesien liegen die Fundorte durchwegs im Bereiche des Kartenblattes Jauernig—Weidenau. Bei Weißwasser tritt das Reichensteiner Gebirge in Tschechisch-Schlesien ein, das mit seinem Kamm durchwegs die Grenze gegen Preußen (Glatzer Kessel) bildet. Mit einer steilen Stufe fällt es in nordöstlicher Richtung gegen das Vorland ab, das hier mehr oder weniger den Charakter einer Hochebene aufweist. Dieser Abfall stellt nach Götzing (14) den Steilstrand des seinerzeitigen tertiären Meeres dar. Ebenso soll die vorgelagerte Hochfläche ihre Hauptformen der Tätigkeit des Tertiärmeeres verdanken. Dieses Gebiet wurde nun im Diluvium zur Eiszeit von düuvialen Ablagerungen bedeckt, wobei durch die dabei tätigen Faktoren eine typische Rundhöckerlandschaft entstand, wie sie besonders in der Gegend von Jauernig und Friedeberg charakteristisch entwickelt ist. Die diluvialen Ablagerungen reichen bis zu einer Seehöhe von 450 m und darüber und erscheinen hier in glazialen und fluvialen Bildungen. Das vom N kommende Eis drang weit in die Täler hinein. So dürften die Eismassen, die das Bielatal erfüllten, noch bis Freiwaldau gereicht haben. Beim Rückzuge des Eises wurden die Täler mit mächtigen Schottermassen erfüllt. Die Flüsse, die jetzt frei wurden, schafften neues Material herbei und lagerten das vorhandene um. Manchmal staute das Eis die Flüsse

ab, so daß es zur Bildung von Stauseen kam, die an mehreren Stellen nachgewiesen wurden, besonders schön in dem weiten Talkessel bei Sandhübel. Auf diese Weise war Gelegenheit zur Bildung von glazialen Mooren gegeben, wie eines bei Saubsdorf bestand. In diesen Stauseen mußte ja allmählich ein Verlandungsprozeß einsetzen, der zur Moorbildung führte. Lignite wurden an folgenden Orten gefunden: Sörgsdorf, Gurschdorf, Saubsdorf, Weidenau, Lentsch.

Sörgsdorf, der westlichste der Lignitfundorte, liegt am Nordabhange des Reichensteiner Gebirges auf einer welligen Hochfläche ungefähr 4 km südöstlich von Jauernig. Im O des Dorfes tritt in einem großen Ziegelschlage ein Braunkohlenflöz von einigen Metern Mächtigkeit zutage, dessen Produkt einerseits in der Ziegelei selbst, anderseits in der Umgebung als Brennmaterial Verwendung findet. Das Flöz gehört dem Tertiär an und stellt einen der wenigen Reste des Tertiärs dar, die sich am Rande des Reichensteiner Gebirges noch über die Eiszeit hinaus erhalten konnten. Das genaue Alter dieser Schichten ist einigermaßen unsicher. Magerstein weist sie der „aquitanschen Stufe der Neogengebilde“¹⁾ zu, Götzinger hält sie jedoch für jünger. Der paläontologische Befund spricht für ein jungtertiäres Alter.

Gurschdorf, etwa 7 km südöstlich von Sörgsdorf, erstreckt sich im Tale des Mittelgrund- und Pumlichbaches von den Abhängen des Reichensteiner Gebirges gegen NNO weit ins Vorland hinaus. Am linken Talabhange liegt nun an der Straße, die von Friedeberg nach Jauernig führt, eine Ziegelei, in der diluviale Sande und Tone ausgebeutet werden. Die aufgeschlossenen Schichten sind 5 bis 6 m mächtig. In einem dunklen Geschiebe(Grundmoränen)tone finden sich hier in wechselnder Häufigkeit Lignitstücke. Dieser Fundort ist also auf Grund seiner geologischen Verhältnisse als diluvial zu bezeichnen, obwohl ein großer Teil der gefundenen Lignite dem Tertiär zuzurechnen ist, wie später gezeigt werden soll.

Der dritte Fundort von Pflanzenresten findet sich bei Saubsdorf. Dieser Ort liegt 9 km nördlich von Freiwaldau in einem breiten Tale, zu dessen Breite die kleine Wasserader, die es heute durchfließt, der Erlenbach, in keinem Verhältnisse steht. Das Tal wird im O von dem aus Urgestein bestehenden Dickelsberge, im W vom Hemm- und Niederberge, welche beide schon zum Friedeberger Granitmassiv gehören, begrenzt. Im Tale selbst findet sich Marmor, aus dem auch der südlich von Saubsdorf gelegene Spitzstein besteht. Der Aufschluß mit den Pflanzenresten findet sich am Westabhange des Tales am Rande einer Art Hochterrasse. Es bestand hier — wie schon eingangs erwähnt wurde — ein Moor, so daß es zu einer konstanten Ablagerung von autochthonem Pflanzenmaterial kam.

Über den mindestens 5 m mächtigen Ablagerungen, deren Untergrund noch unbekannt ist, wahrscheinlich aber Ton sein dürfte, liegt $\frac{1}{2}$ m blauer Ton und über diesem noch ungefähr 2 m Lokalschotter. Wie schon oben angedeutet wurde, ist die Entstehung des Moores wohl durch Stauseebildung zu erklären. Wahrscheinlich bestand dieser

¹⁾ Zit. nach Gueckler (21).

See gleichzeitig mit dem großen See, dessen Spuren Götzingen bei Sandhübel nachweisen konnte, und wurde wohl auch von einem Teile der Biela gespeist. Als dann das Bett der Biela durch Erosion vertieft wurde, versiegte dieser ziemlich hochgelegene Überfall der Biela in das Tal von Saubsdorf, und der See fiel, da sein jetziges Einzugsgebiet äußerst klein war, der Vermoorung und Verlandung anheim. Es siedelten sich — zunächst am Rande und schließlich auf der Moorfläche selbst — Bäume an, welche zum Teil in das Moor hineinstürzten und von den Torfmoosen und anderen Moorpflanzen überwuchert wurden, so daß man heute dortselbst mächtige Stämme bis zu 60 cm Durchmesser in Moor-

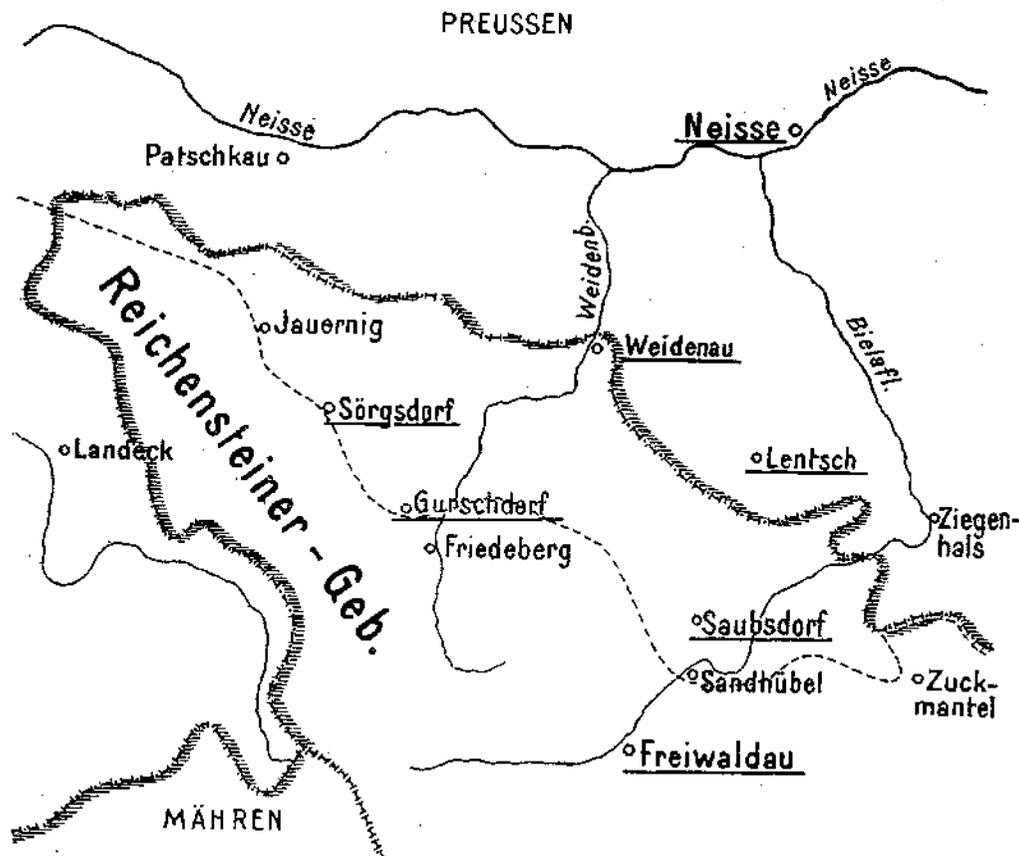


Fig. 1. Skizze bezüglich der Verteilung der Lignitfundorte in Nordwestschlesien.
 ----- Grenze der diluvialen Vereisung nach Jahn (24).

erde eingebettet finden kann. Bei einer der folgenden Oszillationen des Eisrandes (von Götzingen [14] im Tale von Niklasdorf nachgewiesen) kam es nochmals zu einem Steigen des Seespiegels, es gelangten die blauen Tone über dem Moore zur Ablagerung, und beim endgültigen Rückgange des Eises wurde das Ganze noch mit den Lokalschottern überdeckt. Es dürfte sich also der ganze Verlandungsprozeß in nicht allzu großer Entfernung vom Eisrande abgespielt haben. Für eine gründliche paläontologische Untersuchung ist der Aufschluß insofern sehr ungünstig, als er fast immer mit Wasser gefüllt (nur in dem heißen Sommer 1911 trocknete er einmal aus und konnte etwas näher untersucht werden)

und außerdem sehr klein ist. Da er nicht benutzt wird, dürften sich die Verhältnisse in der nächsten Zeit nicht bessern. Jedoch ist die Stelle dadurch bemerkenswert, daß sie den zweiten Fundort eiszeitlicher Pflanzen im östlichen Deutschland darstellt. Der erste liegt bei Ingramsdorf und wurde von Hartmann (22) näher untersucht. Außerdem ist das Moor in Saubsdorf ein solches, das am Rande des nordischen Inlandeises lag. Fundstellen von derartigen Glazialpflanzen sind bisher nur wenige bekannt, so in Sachsen (bei Deuben) (Nathorst [55]).

Weidenau, ein Ort, von dem ebenfalls einige Proben untersucht wurden, liegt hart an der preußischen Grenze. Die Kaolingrube, in der die Lignite gefunden werden, liegt 1.5 *km* südlich Weidenaus und östlich des Dorfes Stachlowitz. Hier finden sich über dem Kaolinlager in den diversen diluvialen Ablagerungen in einer Schichte schwärzlichen, gewellten Tones gelegentlich Lignitstücke.

Lentsch, bereits in Preußisch-Schlesien, liegt in der Fortsetzung des Tales von Saubsdorf, zirka 10 *km* nördlich von diesem Orte und 5 *km* westlich der Eisenbahnstation Deutschwette. Hier liegen wieder tertiäre Braunkohlen vor, die in einer Mächtigkeit von 25 *m* abgebaut werden. Auf Kaolin (Granitzersetzung) folgt die Braunkohle, welche von einem blauen Tegel, der wohl noch dem Tertiär zuzurechnen ist, überlagert wird, auf den dann das 3 bis 4 *m* mächtige Diluvium folgt. An einigen Stellen zeigen die obersten Schichtenserien der Braunkohle sehr deutliche Spuren von glazialen Stauchungen.

In Ostschlesien wurde nur an einer Stelle im Diluvium eine konstante Ablagerung von Pflanzenresten gefunden. Es war dies der Fall in einem Eisenbahneinschnitte zwischen Suchau und Albersdorf, wo in diluvialen Schichten ein Flöz moorartiger Natur angeschnitten wurde.

Weitere Fundorte sind noch: eine Tongrube im Graben vom Eleonorenschacht gegen Dittmannsdorf und ein blauer Ton bei der Steingutfabrik Wygoda (beide in der Nähe von Oderberg).

Methodik.

Für die Untersuchung fossiler Hölzer sind im Laufe der Zeit eine Reihe von Methoden vorgeschlagen worden. Hartig gibt an, daß man die geglättete Schnittfläche mit möglichst konzentrierter Ätzkalilösung befeuchten soll, wodurch das Material seine Sprödigkeit verliert und sich bei Befeuchten mit Wasser auf dem Objektträger in die Ebene streckt. Dieses Verfahren wendete auch Krasser (28) bei der Untersuchung eines fossilen Abietineen-Holzes aus der Tertiärflora von Haring in Tirol an. Er gibt auch an, daß bereits Conwentz in Behrens, Hilfsbuch zur Ausführung mikroskopischer Untersuchungen im botanischen Laboratorium, Braunschweig 1883, dieses erwähnt. In schwierigen Fällen empfiehlt Hartig eine Mischung von Salpeter- und Schwefelsäure (wie zur Herstellung von Schießbaumwolle). Läßt man die Kohle, welche untersucht werden soll, einige Tage in der Mischung, so erhält sie nicht allein eine hellere Farbe und größere Biegsamkeit, sondern es trennen sich auch die einzelnen Teile in einer für die Untersuchung

günstigen Weise voneinander. Wiesner (74) benutzt die von Grüger in die Mikrochemie eingeführte Chromschwefelsäure zur Unterscheidung der verschiedenen Kohlearten. Echte Braunkohle wird in der Chromschwefelsäure in kurzer Zeit gelöst. Sie hinterläßt hierbei einen farblosen Rückstand, der aus Zellulose besteht und oft, besonders nach Behandlung mit Chlorzinkjod, einzelne Gewebsteile noch sehr gut erkennen läßt. Läßt man jedoch die Säuremischung noch weiter einwirken, so löst sich auch dieser Rückstand vollständig auf. Molisch (53) verwendet zur Untersuchung von schwer zu schneidendem Holze folgende ebenfalls von Wiesner in die Holzanatomie eingeführte Methode: Man schneidet mit der Laubsäge von dem betreffenden Holze eine dünne Lamelle ab, klebt sie mit Siegelack auf einen Kork und schleift sie dann auf einem Schleifsteine glatt. Ist dies geschehen, so löst man den Schnitt ab und klebt ihn auf die andere Seite, um die noch unebene in derselben Weise zu behandeln. Beginnt der Rand durchzuschimmern, so löst man den Schnitt vorsichtig los und schleift ihn auf einem Abziehsteine aus freier Hand, bis er für die Untersuchung geeignet erscheint. Notwendig ist, daß der fertige Schnitt gründlich mit Wasser abgespült wird. L. Wittmack und J. Buchwald (77) verfahren bei ihrer Untersuchung verkohlter Hölzer in der Weise, daß sie beliebig große Stücke der betreffenden Kohle veraschen, das Aschenhäufchen in heißes Paraffin bringen und nach dem Erkalten des Paraffins Schnitte durch die Asche anfertigen. Das Paraffin wird aus den Schnitten mit warmem Xylol ausgewaschen und die Schnitte werden in Kanadabalsam eingeschlossen. Die Struktur der Hölzer sei hernach ausgezeichnet zu erkennen. W. Gothan (15) tränkt besser erhaltene Stücke von Braunkohlenhölzern mit Wachs, um Schnitte zu machen. A. G. Nathorst (56) verwendet bei der Untersuchung fossiler Pflanzenreste Kollodiumabdrücke. Die Methode ist äußerst einfach. Man läßt einen oder einige Kollodiumtropfen auf die Fläche fallen, von der man Abdrücke haben will. Dann läßt man das Kollodium erstarren und kann die Häutchen von dem Objekte abziehen. Die ersten Abdrücke sind meist unbrauchbar, weil den Objekten immer Staub u. dgl. anhaftet, der die Abdrücke verunreinigt und undeutlich macht. Die Präparate kann man unter Deckgläschen, die mit Papierstreifen oder Kanadabalsam befestigt werden, einschließen. Nathorst hat viele Versuche gemacht, unter anderem erhielt er auch angeblich gute Abdrücke von fossilen Hölzern. Andersson (1) rät, besonders bei Untersuchung von Torfmooren, die zu untersuchenden Pflanzenteile mäßig in Schulzeschem Reagens zu kochen, wodurch die meisten Objekte gebleicht werden. Nathorst (57) empfiehlt jedoch statt des Schulzeschen Reagens als in vielen Fällen praktischer Eau de Javelle, da jenes oft zu heftig wirkt. Er hat damit vortreffliche Resultate erzielt. W. Prill und R. Kräusel (30, S. 221) legen die Holzproben einige Zeit in eine alkoholische Lösung von Karbolsäure, in der sie so weich werden, daß sie sich dann sogar noch mit dem Mikrotom schneiden lassen. Bei allzu langem Liegen in der Karbolsäure werden sie zu weich. Dieses Verfahren ist auch insofern sehr vorteilhaft, als das Harz in den Parenchym- und Markstrahlzellen größtenteils gelöst wird und somit alle Einzelheiten im Baue der Hölzer deutlich zutage treten.

Die Methoden, welche bei den vorliegenden Untersuchungen zur Anwendung kamen, waren vor allem die Wiesnersche mit Chromschwefelsäure und die von Nathorst empfohlene mit Eau de Javelle. Während jedoch die Chromschwefelsäure normal in der Weise hergestellt wird, daß man eine konzentrierte wässrige Lösung von Kaliumbichromat mit überschüssiger Schwefelsäure behandelt, also immer das gleiche Mischungsverhältnis beider Säuren erhält, wurde bei der Untersuchung der Lignite mit Vorteil meist ein Gemisch der fertigen Säuren verwendet. Die Wirkung des Säuregemisches ist bei den einzelnen Ligniten verschieden. Am besten und in den meisten Fällen brauchbar war eine Mischung von einprozentiger Chromsäure und konzentrierter Schwefelsäure im Verhältnisse 2 : 1. Dieses Gemisch wirkt zwar langsam, bietet aber den Vorteil, daß große Stücke der Zellulosehäute zurückbleiben, welche manchmal schon in einem Schnitte genauen Aufschluß über den Bau des Holzes geben. Bei einer höheren Konzentration der Chromsäure wird gewöhnlich der Zelluloserückstand schnell aufgelöst, während der übrige Teil des Schnittes noch nicht von der braunen, kohligen Substanz befreit ist. Auch werden von einer allzu starken Mischung die Schließhäute der Hofstüpfel angegriffen, so daß man — besonders bei hofgetüpfelten Markstrahlzellen — leicht einem Irrtum anheimfallen kann.

Eau de Javelle erwies sich in seinen Wirkungen als sehr günstig und ist der obgenannten Chromschwefelsäure vorzuziehen. Nur in Fällen besonders starker Harzeinlagerung wird vielleicht doch der Chromschwefelsäure der Vorzug zu geben sein. Da man die Flüssigkeit meist an der Luft einwirken läßt, bildet sich im Präparate kohlen-saurer Kalk, der mit Essig- oder Salzsäure entfernt werden muß.

Von den übrigen erwähnten Methoden ist die von Molisch etwas umständlich und bei Braunkohlenhölzern auch weniger nötig, da sich diese entsprechend erweichen lassen, so daß das Schneiden viel einfacher durchgeführt werden kann. Mit der für Holzkohlen ausgearbeiteten Veraschungsmethode Wittnacks und Buchwalds dürfte man bei Braunkohlen wohl nur dann zu einem Ziele kommen, wenn reichlich anorganische Substanzen in die Kohle eingelagert sind. Mir gelang es nie, ein Aschenbild aus Braunkohlen zu erhalten, welches einige Struktur aufgewiesen und somit die Möglichkeit einer Bestimmung der Kohle geboten hätte. Bessere Resultate wurden von mir anlässlich einer Untersuchung prähistorischer Holzkohlen erzielt. Hiezu ist jedoch das Tränken der Kohlen mit Wachs, wie es Gothan angibt, noch besser geeignet, welches auch bei leicht zerbröckelndem Braunkohlenmaterial gute Dienste leistet. Kollodiunabdrücke nach Nathorst gelingen meist nicht. Man kann hierbei wohl noch die allgemeine Holzstruktur erkennen, aber weiter nichts. Dieses Verfahren ist eben für derartige Untersuchungen weniger geeignet als etwa für Epidermisabdrücke und ähnliches. Das Schulzesche Reagens liefert dann sehr gute Ergebnisse, wenn man die figurirten Pflanzenreste aus Moorerdeproben erhalten will.

Das Schneiden des Materials erfolgt natürlich am bequemsten im bergfeuchten Zustande. Doch dürfte dies — besonders bei Nachuntersuchungen — wohl selten genug der Fall sein. Beim Austrocknen werden die Lignite sehr hart und sind in diesem Zustande für die Untersuchung

unbrauchbar. Dann muß eine der eingangs dieses Kapitels erwähnten Methoden Anwendung finden. Es gelang mir auch, schon durch gründliches Befeuchten des Untersuchungsmaterials mit Alkohol und sofort folgendes Betupfen mit Glycerin gute Schnitte zu gewinnen. Soll jedoch die Probe gleichmäßig und gründlich erweicht werden, so muß die bereits geschilderte Behandlung mit Karbolsäure nach Prill und Kräusel einsetzen. Ich gelangte auch in der Weise ans Ziel, daß ich die Proben längere Zeit (eine halbe bis zu zwei Stunden) in Wasser kochte. Sie lassen sich auf diese Weise in einen annähernd gleichen Zustand versetzen wie durch Karbolsäure.

Um von den gewonnenen Präparaten Dauerpräparate herzustellen, wurden sie nach der von Molisch (54) angegebenen Methode in Glycerin eingeschlossen. Diese besteht darin, daß die Glycerinpräparate mittels eines starken, dreieckig geformten Drahtes, der bei Gebrauch erhitzt wird, mit einem Ringe von eingedicktem venezianischen Terpentin umgeben werden. In Potonié-Gothan, Paläobotanisches Praktikum (19) ist auf S. 74 eine von Lagerheim bekanntgegebene Methode des Einschlusses mittels „Lagerheims Kitt“ (eine Mischung von Mastix und hartem Paraffin) geschildert (dort zitiert nach Nathorst), die sich in vielen Punkten mit der von Molisch angegebenen deckt. Doch scheint mir die von Molisch seinerzeit in Prag, später in Wien und jetzt wahrscheinlich auch in Japan eingeführte Art des Verschlusses mit venezianischem Terpentin viel haltbarer zu sein. Im hiesigen Institut wurde kurz nach dem Kriege ein Kitt verwendet, der in seiner Zusammensetzung dem Lagerheimschen ähnlich war (Kolophonium, Wachs und Paraffin) und einen billigen Ersatz für den teuren und schwer erreichbaren venezianischen Terpentin darstellen sollte. Er erwies sich aber als wenig geeignet, da sich der Verschlußring leicht vom Glase löste und bei weitem nicht so fest haftete als der venezianische Terpentin.

In vielen Fällen ist es trotz der Umständlichkeit empfehlenswert, auch Kanadabalsampräparate anzufertigen, welche ja auf Grund ihrer optisch besseren Verhältnisse für mikrographische Zwecke besonders geeignet erscheinen.

Mikrochemie.

Um noch einige Aufschlüsse über die mikrochemischen Eigenschaften der Lignite zu erlangen, wurde eine Anzahl derselben einerseits nach den bekannten Wiesnerschen und nach der Mäuleschen (48) Holzstoffprobe behandelt, andererseits wurden sie nach der Methode von Molisch (54) auf Eisen geprüft.

1. Holzstoffproben.

A. Wiesnersche Holzstoffprobe. Die Wiesnerschen Proben fielen, wie zu erwarten war, bei den diluvialen Hölzern am schönsten aus. Das beste Resultat gaben die von Saubsdorf, hierauf folgten jene aus Suchau, sehr schwach und undeutlich war das Ergebnis bei den *Ulmoxyla* aus Ostschlesien und vollständig negativ bei den Hölzern aus Sörgsdorf und

Lentsch. Der negative Ausfall der Reaktion bei diesen beiden tertiären Hölzern ist einigermaßen auffallend, zumal Krasser (28) bei einem ebenfalls tertiären Braunkohlenholze aus Häring in Tirol die Reaktion noch gut ausfallen sah. Jedoch ist auch für die Fälle, bei denen die Reaktionen positiv verliefen, zu betonen, daß die Färbungen nie so intensiv zu beobachten waren als etwa an rezemtem Holze. Auch bei den Hölzern aus Saubsdorf war die Färbung bei Anwendung von Phlorogluzinsalzsäure nur eine gelblichrote mit Ausnahme gewisser Tracheiden, welche noch ihre Verdickungsschichten erhalten zeigten. (Ein großer Teil der Tracheiden bestimmter Hölzer weist nämlich, wie später noch besprochen werden soll, fast vollständigen Schwund der Verdickungsschichten auf. Bei Piceoxylon gibt auch das Epithel der Harzgänge, dessen Verdickungsschichten nicht zerstört sind, noch die Reaktion in dem richtigen Farbentone.) — In jenen Tracheiden, welche ihre Verdickungsschichten verloren haben, finden sich eigentümliche klumpige Massen, welche den Wänden anhaften und die man für Harz halten möchte. Auch diese geben noch die Holzstoffproben nach Wiesner.¹⁾ Bei Verwendung von Anilinsulfat sind die eben geschilderten Unterschiede in der Färbung etwas weniger klar zu beobachten.

B. Mäules Holzstoffprobe. Diese Probe gelang bei den Laubhölzern im allgemeinen gut. Schlechter fiel sie bei den Ulmoxyla aus Ostschlesien aus. Bei den Nadelhölzern war ihr Ausfall mit einer einzigen Ausnahme (*Abietoxylon silesiacum* aus Ostschlesien) ein negativer. Dieser Befund kann nicht wundernehmen, wenn man weiß, daß sie auch bei rezemten Nadelhölzern oftmals mißlingt, besonders bei Anwendung in der Wärme, während sie bei Laubhölzern immer sehr gut ausfällt.

Jedoch zeigen die Einzelergebnisse dieser Untersuchungen, daß man die Resultate nur mit Vorsicht verallgemeinern darf, da manchmal die gleiche Art vom gleichen Fundorte verschieden reagiert. So fiel bei einem Stücke des lianenartigen Laubholzes aus Suchau die Mäulesche Probe positiv aus, bei einem zweiten war sie fraglich. Dagegen gelang beim ersten Stücke die Wiesnersche Probe nicht, während die beim zweiten makro- und mikroskopisch gut zu beobachten war.

Dies führt uns zu den Folgerungen, welche aus den obigen Beobachtungen gezogen werden können. Es wäre denkbar, daß sich beim weiteren Studium der chemischen Verhältnisse der Lignite auf Grund der chemischen Befunde Schlüsse auf die seinerzeitigen Verhältnisse während der Humifikation des Holzes, als es zum Lignite wurde, ziehen ließen. Es ist doch wohl zu erwarten, daß sich ein Holz, das in einem Hochmoore eingeschlossen wurde, auch in chemischer Beziehung anders verhalten wird als eines aus einem Flachmoore oder ein solches, das als Treibholz mit anderen in einer Bucht zusammengeschwemmt wurde. Es wäre daher die Wahrscheinlichkeit gegeben, auch auf diesem Wege Erklärungsmöglichkeiten für die ja noch immer nicht recht geklärte Natur

¹⁾ Da auch Gummiarten bei Behandlung mit Phlorogluzinsalzsäure eine Rotfärbung geben (Wiesner [75], Bd. 1, S. 68), wäre die Möglichkeit gegeben, daß in diesen Massen Gummi vorläge. Sie wurden daraufhin nicht näher geprüft, doch scheint dieser Annahme ihr vollkommen indifferentes Verhalten gegen Wasser und Alkohol zu widersprechen.

der Braunkohlenlager zu bieten. Weitgehende Vorarbeiten zu diesen Fragen sind uns bereits in den ausgezeichneten Arbeiten Kürschners (40—46) gegeben, dem es gelang, sowohl aus tertiären Braunkohlen als auch sogar noch aus Steinkohlen Vanillinsäure darzustellen. (Siehe zu obigem auch Potonié R. [62].)

2. Eisenprobe.

Die Eisenprobe nach Molisch wird in der Weise vollzogen, daß man Schnitte des zu untersuchenden Materials, die nicht mit einem Stahlmesser gemacht werden dürfen (im vorliegenden Falle wurde mit scharfen Glassplittern geschnitten), zunächst in 2% Ferrozyankalium, hierauf in verdünnte (5%) Salzsäure einlegt, worauf jene Stellen, welche Eisen enthalten, eine schöne blaue Farbe annehmen (Berlinerblauprobe).

Das auffallendste Ergebnis lieferte die Untersuchung von Pinuxylon Paxii aus Suchau. Hier ergab schon die Behandlung mit Ferrozyankalium allein eine Blaugrünfärbung. Es war also schon im Lignite selbst eine Säure vorhanden, welche zur Reaktion Anlaß gab. Das Einlegen kleiner Stückchen des Lignites in destilliertes Wasser durch mehrere Minuten und die darauf folgende Prüfung dieses Wassers mit Lackmuspapier ergaben auch die Richtigkeit dieser Vermutung. Die Art der Säure konnte nicht mehr festgestellt werden. Sie stammt aber nicht etwa aus einem Konservierungsmittel, da der Lignit nach der Entnahme aus der Fundstelle bis zur Untersuchung trocken aufbewahrt worden war.

Auf Zusatz von Salzsäure zu den mit Ferrozyankalium getränkten Schnitten nahmen sie makroskopisch eine schöne blaue Farbe an. Die mikroskopische Untersuchung bestätigte eine schon von Richter (66) gemachte Beobachtung, daß gerade die Schließhäute der Hoftüpfel eine reichliche Einlagerung von Eisen aufweisen. Richter beobachtete, daß Schnitte von Tannenholz, die mit 4% Ferrozyankalium und konzentriertem Ammoniak durch mehrere Wochen vorbehandelt waren, nach Einlegen in Salzsäure bei der mikroskopischen Beobachtung entweder nur die Tori der Hoftüpfel oder die ganzen Schließhäute mit den Tori als stärkstgefärbte Stelle in blauer Farbe zeigten. Dasselbe wurde nun bei Pinuxylon Paxii aus Suchau gefunden. Auch hier waren die Tori und Schließhäute der Hoftüpfel die am stärksten gefärbten Partien, während alles andere nur zart blaugefärbt erschien. Wahrscheinlich hat hier die unbekannte Säure des Lignites etwas Ähnliches geleistet, wie es Richter für konzentriertes Ammoniak auf Grund seiner Untersuchungen annimmt, nämlich ein gewisses Aufschließungsvermögen für organisch festgebundenes Eisen gezeigt.

Bei den übrigen diluvialen Hölzern konnte keine ähnliche Beobachtung mehr gemacht werden. Im allgemeinen fiel die Probe so aus, daß man zwar makroskopisch eine Blaufärbung beobachten konnte, aber mikroskopisch entweder nur eine undeutliche Färbung oder — bei kräftigerem Farbentone — keine Lokalisation der Reaktion erkennen konnte.

Die Hölzer der tertiären Fundorte ergaben keine Reaktion. Man kann aber wohl annehmen, daß bei geeigneter Vorbehandlung („Aufschließung“) auch bei ihnen und ähnlichen sowohl für die Eisenprobe als auch für die Holzproben noch positive Ergebnisse zu erwarten sind, wie es ja

für die Wiesnerschen Holzreaktionen durch die Erfolge Kürschners (Darstellung von Vanillinsäure aus tertiären Braunkohlenhölzern) schon sehr wahrscheinlich gemacht worden ist.

Spezielle Beschreibung der Lignite.

Sörgsdorf.

A. Tertiäre Braunkohle.

Taxodioxyton sequoianum (Schmalh.) Gothan.

Einige Proben erwiesen auf Grund ihrer anatomischen Merkmale ihre Zugehörigkeit zu obiger Art. An der Stelle, an der in den Jahren 1911 und 1912 gegraben wurde, war nur diese Art vertreten. Die Tüpfel der Markstrahlen sind behöft, mit quer durch den ganzen Tüpfel gehendem spaltenförmigen Porus. Markstrahlwände glatt oder schwach (nicht abietoid) getüpfelt. Harzparenchymquerwände nicht oder andeutungsweise getüpfelt. Markstrahlen einschichtig, bis 15 Zellen hoch. Hoftüpfel auf den Tracheiden ein- oder zweireihig, in letzterem Falle opponiert. Die vorliegenden Proben unterschieden sich nur in nebensächlichen Merkmalen.

Taxodioxyton taxodii Gothan.

Wiederum mehrere Proben mit taxodioidem Bau. Eine Probe, die aus dem Nordostteile der Grube, der erst in der Kriegs- und Nachkriegszeit eröffnet wurde, aus einer Tiefe von 4 m stammt, ist etwas abweichend gebaut. Die Markstrahlen sind nur wenige (bis vier) Zellen hoch; vielfach kommen auch nur eine Zelle hohe Markstrahlen vor. Hoftüpfel auf den Tracheiden fast nur einreihig. Die Markstrahlentüpfelung ist jedoch typisch taxodioid, so daß dieser Lignit hierher gestellt werden muß. Die spezielle Stellung zu *Taxodioxyton taxodii* ist durch die deutliche Tüpfelung (knotige Verdickung) der Harzparenchymquerwände bedingt.

Ein zweiter hier eingereihter Lignit zeigt typischen „Wurzelholz“bau. Das heißt also, daß das stark verdickte Spätholz sich scharf von dem dünnwandigen Frühholze desselben Jahresringes absetzt. Der Bau der bis 15 Zellen hohen Markstrahlen ist taxodioid. Die Querwände des Harzparenchyms sind deutlich getüpfelt.

Pinus parryoides Gothan.

Von diesem Holze lagen 12 Proben vor. Alle wurden im Jänner 1919 im nördlichen und östlichen Teile der Grube gesammelt. Die größte unter den gefundenen Proben war ein breitgedrückter Stamm, der im Nordteile der Grube 3 m im Flöz gelegen war und an seiner breitesten Stelle 60 cm Durchmesser aufwies. Alle stimmen in ihren Merkmalen genau mit den von Gothan (18) für *Pinus parryoides* aus dem rheinischen Tertiär angegebenen überein. Also: Epithel der senkrechten und horizontalen (in den mehrschichtigen Markstrahlen) Harzgänge dünnwandig, neben einschichtigen Markstrahlen mehrschichtige mit Harzgang. Markstrahlen aus zwei Arten von Zellen bestehend: Parenchym und — an den Kanten

gelegene — Quertracheiden. Jenes mit mehreren (bis fünf) Poren (Eiporen), diese mit Hoftüpfeln, ohne Zackenverdickungen. Hoftüpfel auf den Tracheiden fast immer einreihig, auf den tangentialen Wänden der Tracheiden „Tangentialtüpfel“.

B. Lignite aus den diluvialen Schichten.

In einer Tonschichte der die Braunkohle von Sörgsdorf überlagernden diluvialen Schichten fanden sich auch Braunkohlenstücke, deren Untersuchung aber durch den äußerst schlechten Erhaltungszustand oft geradezu unmöglich gemacht wurde. Es wurden einige Nadelhölzer vom Cupressineentypus gefunden, ferner ein Laubholz, das in mehreren Stücken vorlag und dessen Bau auf Ulmoxyton, ein Ulmenholz, hinwies und das hier deshalb erwähnt werden soll, weil es in den folgenden Untersuchungen wiederkehrt.

Einige Blattreste konnten aus Mangel an einschlägiger Literatur noch nicht identifiziert werden, ebenso einige Früchte, welche an *Carya* erinnern, jedoch sicher mit den von Menzel (51) und Kräusel (32) beschriebenen nicht identisch sind (Taf. 5, Fig. 4).

Gurschdorf.

Die Untersuchung der Hölzer von diesem Fundorte hietet natürlich vom pflanzengeographischen Standpunkte wenig des Interessanten, da sie ja für weitgehende Schlußfolgerungen in dieser Richtung kaum in Betracht gezogen werden können. Wie schon eingangs erwähnt wurde, finden sich diese Lignite in dem Lehme einer Grundmoräne, so daß sie genau so eine Mischung von erratischem und lokalem Material darstellen, wie es die Feuersteine, Quarzite, roten Granite, Porphyre und die einheimischen Granite sind, welche in dieser Grundmoräne vorkommen. Im folgenden seien sie kurz beschrieben.

Piceoxylon excelsum n. sp.

Diese Art lag in zwei Proben vor. Die eine Probe zeigt vollständige Übereinstimmung mit rezentem Fichtenholze, dem Holze von *Picea excelsa*. Neben einschichtigen Markstrahlen kommen in der Minderheit mehrschichtige vor, welche horizontale Harzgänge mit dickwandigem Epithel aufweisen. Ein solches besitzen auch die senkrechten Harzgänge. Die Markstrahlzellen zeigen deutliche Abietineentüpfelung. Ihre Kantenzellen sind als Quertracheiden entwickelt, die keine Zackenverdickungen aufweisen. Harzparenchym fehlt oder ist höchst selten, eine Eigenschaft, welche dieses Holz von *Piceoxylon laricinum* Kräusel (30) trennt, welches durch das regelmäßige Auftreten von Harzparenchym gekennzeichnet ist. Da auch keine Schraubenverdickungen beobachtet wurden, kann man diesen Lignit ebensowenig zu einem der anderen beschriebenen *Piceoxyla* stellen, sondern muß ihn als eigene Art von diesen unterscheiden.

Die zweite hierher gehörige Probe macht — abgesehen von der Ausbildung der Harzgangepithels — in der Tüpfelung der radialen Markstrahlzellwände stellenweise schon geradezu den Eindruck, als ob man *Pinus parryoides* vor sich hätte. Doch findet man wieder Stellen, an denen sich die Markstrahlentüpfelung in nichts von der bei *Picea* unterscheidet.

Cupressinoxylon spec.

Dieser Lignit ist noch sehr gut erhalten. An ihm kommt die Lagerung in der Grundmoräne besonders gut zum Ausdruck, denn er zeigt, ähnlich den erratischen Geschieben in der Grundmoräne, auf der einen abgeschliffenen Seite noch sehr schöne Schrammen und Kritzen. Die anatomische Untersuchung weist dieses Holz in die Gruppe der Cupressinoxyla. Nach der Bestimmungstabelle dieser Hölzer von Prill (in Kräusel [30.,] S. 213) gehörter Lignit in die Gruppe *Callitris Widdringtonia*. Harzgänge fehlen. Der gut erhaltene Querschnitt läßt die Anordnung des durch seinen dunklen Inhalt leicht kenntlichen Harzparenchyms in lockeren tangentialen Reihen besonders im Spätholz erkennen. Der Tangentialschnitt zeigt einschichtige, meist nur wenige (bis fünf, manchmal auch bis zehn) Zellen hohe Markstrahlen, deren mittlere Zellen rundlich sind. Sehr charakteristisch ist in diesem Schnitte eine eigentümliche Ausbildung der horizontalen Markstrahlzellwände, die also hier quer getroffen sind. Diese Wände weisen nämlich entlang einer senkrecht durch den Markstrahl gelegt gedachten Mittellinie eine kleine Einbuchtung auf, als ob dort ein Tüpfel vorhanden wäre (Taf. 5, Fig. 11). Diese Erscheinung wurde auch an Präparaten von rezentem Thujenholze beobachtet. Der Mangel an ausgiebigem Vergleichsmaterial gestattete jedoch nicht, der Verteilung dieser Erscheinung auf die einzelnen Gattungen der Cupressineen gründlich nachzugehen. Der Radialschnitt zeigt die horizontalen Markstrahlzellwände ziemlich dick, aber nicht getüpfelt, die tangentialen Wände stehen ungefähr senkrecht mit hie und da angedeuteter Ausbuchtung gegen das Kambium. Die Tüpfel der radialen Markstrahlwände sind Hoftüpfel mit kleinem Porus und breitem Hof. Der Porus ist vielfach etwas gestreckt und schiefgestellt, doch kann man ihn oft auch fast kreisrund beobachten. Die Tüpfel stehen bis zu vier auf dem Kreuzungsfelde. Die Hoftüpfel auf den radialen Tracheidenwänden sind einreihig, Tangentialtüpfel fehlen. Das Harzparenchym hat meist unverdickte Querwände, hie und da tritt eine knotige Verdickung (Tüpfelung) auf, bei der es aber nur zur Ausbildung eines Verdickungsknotens kommt. Bei seinem ausgezeichneten Erhaltungszustande wäre dieses Holz sicher bestimmbar, doch wird die Bestimmung infolge unzureichender Literatur und Fehlens von Vergleichsmaterial derzeit unmöglich gemacht.

Cupressinoxylon spec.

Dieser Lignit, der nur in einem kleinen Stücke vorlag, sieht dem oben beschriebenen in seinem anatomischen Bau sehr ähnlich. Auch hier findet sich im Tangentialschnitte die dort beschriebene eigentümliche Ausbildung der horizontalen Markstrahlzellwände. Die radialen Wände der Markstrahlen tragen Hoftüpfel, deren Porus fast immer kreisrund und deren Hof sehr groß und deutlich ist. Sie stehen beinahe stets (im Früh- und Spätholze) zu zweien auf einem Kreuzungsfelde übereinander. Ein weiterer Unterschied gegenüber dem vorigen besteht in dem reichlichen Vorhandensein einer tangentialen Tüpfelung der Tracheiden. Die Hoftüpfel auf den radialen Tracheidenwänden sind einreihig. Die einschichtigen Markstrahlen

sind meist drei bis vier, manchmal auch sechs bis acht Zellen hoch. Bezüglich der Bestimmungsmöglichkeit muß leider hier das oben Gesagte wiederholt werden. Nach der oben erwähnten Tabelle gehört dieses Cupressinoxylon zur Gruppe Libocedrus (außer *decurrens*), Cupressus- und Chamaecyparipararten.

Cupressinoxylon spec.

Ein Cupressinoxylon, dessen Merkmale infolge starker Streifung schwer eindeutig zu erkennen sind. Es entspricht in seinem Bau im allgemeinen dem vorigen und dürfte wohl mit ihm identisch sein.

Betuloxylon oligocenicum Kaiser (26).

Dieses Holz lag in mehreren Proben vor und sein Bau wurde mit dem des rezenten Birkenholzes völlig identisch befunden. Im Querschnitte erkennt man die großen, zerstreut angeordneten Gefäße (also ein „zerstreutporiges“ Holz der Warenkundler), die besonders dadurch auffallen, daß sie mit einer gelbbraunen Masse ausgefüllt sind. Sie sind meist einzeln, hie und da in Gruppen zu zweien und dreien in radialer Richtung angeordnet. Ihre Wände zeigen sehr dicht gestellte Hoftüpfel, deren Porus sich quer durch den Tüpfel zieht, so daß bei flüchtiger Beobachtung stellenweise der Eindruck einer dichten Schraubenverdickung entstehen kann. Die Markstrahlen sind meist mehrschichtig mit einer Breite von vier bis fünf Zellen; in geringerer Zahl kommen auch einschichtige vor. Die Gefäße sind leiterförmig durchbrochen, wobei acht bis zwölf Sprossen ausgebildet erscheinen. Gegenüber den Verhältnissen bei rezentem Holze von *Betula verrucosa* ist die Zahl der Sprossen bei dem Lignite etwas kleiner (bei *Betula verrucosa* 10 bis 20). Ich fand an mehreren Holzproben von *Betula pubescens* aber ebenfalls die genannte kleinere Zahl von Sprossen. Gleichzeitig scheinen sie etwas stärker zu sein. Natürlich soll dieser geringfügige Unterschied zwischen den beiden Hölzern nicht dazu benutzt werden, beide Arten zu trennen, was ja auch derzeit für unmöglich gilt, sondern er wird nur angeführt, um die Stellung des Lignites zu *Betuloxylon* zu rechtfertigen.

Es mag vielleicht hefremden, daß ein in Diluvium gefundener Lignite den obigen Artnamen trägt. Doch glaube ich nicht, aus diesem Grunde allein einen neuen Namen prägen zu sollen, zumal dies nur ein inhaltsloser Name gewesen wäre. Der erste Fund von *Betuloxylon* wurde eben in oligozänen Schichten gemacht und danach benannt, was nicht ausschließt, daß Hölzer von gleichem Bau auch in andren Formationen vorkommen können.

Heute kommen im dortigen Gebiete *Betula verrucosa* und *Betula pubescens* vor, ja nach Hruby (23) soll im Hahnwalde, einem ausgedehnten, vielfach mohrartigen Mischwalde bei Weidenau, *Betula pubescens* häufiger sein als *B. verrucosa*.

Ulmoxylon spec.

Die Ulmenhölzer gehören zu den ringporigen Lauhhölzern. So zeigt auch der Lignite seine großen Gefäße nur im Frühholze entsprechend den Jahresringen in ein bis zwei Reihen angeordnet. Sie sind sehr stark

zusammengedrückt. Im Spätholze erkennt man — etwas unregelmäßig angeordnet — eine bis drei tangentielle Zonen von kleineren Gefäßen oder Tracheiden. Dieses Querschnittsbild ist typisch für alle Ulmenhölzer. Neben wenigen einschichtigen kommen mehrschichtige Markstrahlen vor, welche drei bis sechs Zellen breit und meist zehn bis zwanzig, in seltenen Fällen auch dreißig Zellen hoch sind. Ihre Zellen sind untereinander nicht verschieden. Der Radialschnitt läßt den Bau der Gefäßwände erkennen. Die großen Gefäße weisen nur Hoftüpfel auf, die — einander nicht oder nur wenig berührend — einen etwas quergezogenen Porus haben. Die kleineren Gefäße besitzen neben Hoftüpfeln auch zarte Schraubenverdickungen. Alle diese Merkmale sind charakteristisch für Ulmenhölzer. Die Art ist auch bei rezenterm Ulmenholz unbestimmbar.

Ulmoxylon spec. (?)

Ein derzeit noch unbestimmbares Holz mit sehr charakteristischem Querschnitt. Es ist ringporig mit kleinen Gefäßgruppen im Spätholze. Die Markstrahlen sind weit häufiger einschichtig als bei dem vorigen, die mehrschichtigen sind ebenfalls nur wenige Zellen breit. Der Bau der Gefäßwände war nicht zu erkennen. Das Querschnittsbild zeigt große Ähnlichkeit mit einem gewissen Typus des Holzes der Ulmacee *Celtis australis*. Ich fand nämlich bei Untersuchungen rezenter *Celtis*-Hölzer, daß manche — aber nicht alle — den geschilderten Querschnitt aufwiesen. Auf Grund des teilweise noch unbekanntes Baues des Lignites kann aber noch kein abschließendes Urteil abgegeben werden. Im übrigen würde der anatomische Befund die auf Blattabdrücke gestützte Behauptung des Vorkommens von *Celtis* im schlesischen Tertiär nur stützen (siehe u. a. F. Meyer in Kräusel [30]).

Saubsdorf.

Die Hölzer dieser verhältnismäßig jungen diluvialen Fundstätte sind noch sehr gut erhalten und machen makroskopisch oft noch den Eindruck von mehr oder weniger vermoderten Hölzern ohne Braunkohlencharakter, während jene von Gurschdorf durchwegs das Aussehen von Braunkohlenhölzern aufweisen. Leider hatten die seinerzeitigen Aufsammlungen nur den Zweck einer kurzen Orientierung, bei der es auch bleiben mußte, weil sich die Fundstelle wieder mit Wasser füllte und seither, trotz einzelner heißer Sommer, nicht mehr austrocknete.

Piceoxylon silesiacum n. sp. (Taf. 5, Fig. 7, 8.)

Dieses Holz weist einen Bau auf, der in mehreren Punkten von dem des rezenteren Fichtenholzes abweicht. Die Probe ist ein kleines, etwa 2 cm im Durchmesser haltendes Stamm- oder Zweigstück, das zum Teil noch mit einer ganz zerstörten Rinde bedeckt ist. Im Querschnitt erkennt man die sehr großen Tracheiden, in denen die Verdickungsschichten vollständig verschwunden sind. Nur einige wenige regellos verteilte Tracheiden haben noch ihre Verdickungsschichten und dann einen hellen gelbbraunen Farbenton behalten, der sie von der tiefer braungefärbten Umgebung unterscheidet. In vielen Tracheiden bemerkt man warzig-knollige Gebilde

den Wänden ansitzen, welche man für Harz halten möchte. Sie geben aber die Farbenreaktion mit der Wiesnerschen Holzstoffprobe, wie denn auch die Tracheidenwände selbst auf obige Probe positiv reagieren. Jedoch ist der Farbenton bei Verwendung von Phlorogluzin und Salzsäure ein intensives Gelbrot, während nur die vorhin erwähnten, noch vollständig erhaltenen Tracheiden mit dem richtigen Farbentone reagieren. Die senkrechten Harzgänge sind sehr zahlreich. Häufig findet man sie zu zweien, selten auch zu dritt nebeneinander. Ihr Epithel ist dickwandig. Die Tracheiden besitzen auf ihren radialen Wänden sehr häufig Zwillingshoftüpfel, ganz selten wurden auch Drillingshoftüpfel beobachtet. Die tangentialen Wände zeigen immer die bekannten Tangentialtüpfel. Die Markstrahlen sind typisch abietoid. Die Kanteu der Markstrahlen scheinen aber nur teilweise von Quertracheiden gebildet zu sein. Da aber gerade die Hoftüpfel in diesem Holze weitgehende Zerstörungerscheinungen aufweisen (siehe den oben erwähnten Schwund der Verdickungsschichten), ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß bei den anderen nicht als Quertracheiden erscheinenden Kantenzellen der Markstrahlen die Hoftüpfel zerstört wurden. Es sei daher für spätere Untersuchungen auf diesen Umstand hingewiesen. Das Charakteristische im Bau dieser Markstrahlen besteht darin, daß die Kantenzellen, ob sie nun noch Hoftüpfel aufweisen oder nur parenchymatischer Natur zu sein scheinen, meist sehr hoch sind: zweibis — ausnahmsweise — dreimal so hoch als die mittleren Markstrahlzellen und in dem letzteren Falle manchmal auch höher als breit. Vielfach zeigen diese Kantenzellen Formen, die denen der Zellen in den „gedehnten Markstrahlen“ Straßburgers sehr ähnlich sind, wie sie auch Kräusel und Schönfeld (38) bei *Juniperoxylon silesiacum* aus Südlimburg beobachteten. Das Größenverhältnis der Markstrahlen ist natürlich im Tangentialschnitte besonders gut zu erkennen. Die Harzgänge, die man bei ihrer Häufigkeit besonders oft anschnidet, zeigen sehr deutlich getüpfeltes Epithel. Schöngetüpfeltes Harzparenchym wurde in mehreren Fällen, aber nicht regelmäßig angetroffen. Es wäre nun daran zu denken, daß hier ein Wundholz oder auf sonstige Weise pathologisch verändertes Holz vorläge (Häufigkeit und Verdoppelung der Harzgänge), dem aber die äußerst gleichmäßige Entwicklung und Ausbildung der übrigen Merkmale widerspricht. Die bei diesem Holz häufig auftretenden Zwillingshoftüpfel würden die Vermutung aussprechen lassen, daß dieses Holz zu *Larix* zu stellen sei, eine Annahme, mit der das Fehlen von regelmäßigen Harzparenchym am Schlusse der Jahresringe im Widerspruch steht.

Piceoxylon excelsum Fietz.

Diese Probe macht makroskopisch den Eindruck eines stark vermorschten Holzes. Auch hier sieht man im Querschnitte wieder, daß die Verdickungsschichten fast vollständig verschwunden sind und eigentlich nur etwas mehr als die Mittellamelle auch bei den Spätholztracheiden übriggeblieben ist. Ebenso gibt es auch hier wieder — regellos verteilt — einzelne Tracheiden, welche noch ihre Verdickungsschichten erhalten haben und daher durch eine gelbbraune Farbe auffallen, wie es

bereits für den vorigen Lignit beschrieben wurde. Auch die oben erwähnten klumpigen harzähnlichen Massen in den Tracheiden sind hier wieder zu beobachten. Im übrigen zeigt der Lignit vollständige Übereinstimmung mit *Picea*. Von den hohen Randzellen der Markstrahlen, wie sie für den vorigen Lignit beschrieben wurden, ist hier überhaupt nichts zu beobachten, es sind im Gegenteil die Randzellen, also die hier regelmäßig auftretenden Quertracheiden, meist etwas niedriger als die parenchymatischen mittleren Markstrahlzellen, eine Erscheinung, die ja bei Fichte die Regel darstellt.

***Abietoxylon pectinatum* (Houlbert) Fietz.**

Dieses Holz zeigt nichts von dem bei den zwei vorigen Proben erwähnten Schwund der Verdickungsschichten, sondern das Bild des Querschnittes entspricht noch ganz dem eines rezenten Holzes. Die Tüpfelung der einschichtigen Markstrahlen ist typisch abietoid. Harzparenchym, Quertracheiden und Harzgänge fehlen. Der Bau dieses Holzes entspricht also vollständig dem des rezenten Tannenholzes.

Nun müßte dieses Holz auf Grund der geltenden Nomenklatur als ein *Cedroxylon* bezeichnet werden. Da aber zwei wichtige Merkmale, Harzparenchym und das — wenigstens stellenweise — Auftreten von Quertracheiden, fehlen, muß man wohl auf die von Houlbert (zitiert nach Kräusel [33]) aufgestellte Gattung *Abietoxylon* zurückgreifen, um diesen Lignit systematisch richtig einzuordnen. Allerdings ist das von Houlbert beschriebene *Abietoxylon fulvumense* nach Kräusel (l. c.) ein nicht näher bestimmbares harzgang(und parenchym?)loses Koniferenholz. Jedoch soll dieser Gattungsname beibehalten werden.

Zu dieser Stellungnahme sei folgendes bemerkt:

Gothan (16, S. 98) gibt eine Tabelle zum Bestimmen lebender Gymnospermenhölzer. Hier sind *Cedrus* und *Tsuga* von *Abies* und *Keteleeria* auf Grund des regelmässigen Vorkommens von Harzparenchym und des Auftretens von Quertracheiden im älteren Holze bei jenen und des Fehlens beider Merkmale bei diesen beiden Hölzern unterschieden. Bei *Abies* und *Keteleeria* wird ausdrücklich gesagt, daß hier Quertracheiden (mit Ausnahme von *Abies balsamea* nach Kraus u. a.) fehlen.

In der Einteilung der fossilen (und rezenten) Gymnospermenhölzer (l. c. S. 101) werden die genannten vier Hölzer zur Gattung *Cedroxylon* vereinigt, wobei gesagt wird: ... Harzparenchym bei einigen ständig am Ende des Jahresringes, bei diesen Quertracheiden vorkommend.

Ebenso trennt der ausgezeichnete Holzkenner Wilhelm (73, S. 472) in seiner Bestimmungstabelle der Nadelhölzer die Tannenhölzer (*Abies spec.*) von den Zedernhölzern (*Cedrus spec.*) auf Grund des Auftretens oder Fehlens von Quertracheiden und stellt bei der Beschreibung der einzelnen Hölzer *Tsuga* zu *Cedrus* und bespricht *Abies* getrennt von diesen.

Es ist daher möglich, bei entsprechend gut erhaltenem Material, auch bei fossilen Hölzern die Teilung von *Cedroxylon* in die besprochenen Gruppen vorzunehmen und die Gattung *Abietoxylon* neben *Cedroxylon*, das nun auf die rezenten Gattungen *Cedrus* und *Tsuga* beschränkt wäre, gelten zu lassen.

Viscum album L. (Taf. 5, Fig. 3.)

Auf einer der Tannenholzproben, einem Aststücke von 4 bis 5 cm Durchmesser, fanden sich die noch sehr gut erhaltenen Senkerhöhlen und charakteristischen Überwallungsbeulen, wie sie durch *Viscum* hervorgerufen werden (siehe Taf. 5, Fig. 3). *Viscum* ist in seiner Rasse als Tannenmistel aus so früher diluvialer Zeit noch nicht bekannt. Andersson fand *Viscum* in nacheiszeitlichen Mooren Schwedens. Und zwar fand er es unter den vier Vegetationsperioden, die er für die Einwanderung der Pflanzenwelt in Schweden feststellte, in der dritten Periode (Veg. der Eiche). In altdiluvialen Torfmooren fand Fischer-Benzon (zitiert nach Tubeuf [70]) die Laubholzmistel bei Kiel. Tubeuf (70) empfiehlt, die Pfahlbauröste, die nach ihm aus Tannenholz bestehen, nach den Senkern der Tannenmistel abzusuchen, da diese bisher fossil noch nicht gefunden worden sei.

In den eben erwähnten Fällen der prähistorischen Funde der Mistel wurden nur Blatt- und Zweigreste von *Viscum* beobachtet, so daß der zitierte Fund der Laubholzmistel von Fischer-Benzon nur auf Grund der begleitenden Holzpflanzen als Laubholzmistel gedeutet wurde. Noch nie aber wurden die Senker von *Viscum* gefunden. „Vielleicht gelingt es doch noch, Baumäste mit Mittelsenkern aus prähistorischen Fundstellen zu gewinnen“, sagt Tubeuf in seiner Monographie der Mistel (71).

Wir haben also hier den ersten sicheren diluvialen Fund einer Wirtspflanze der Mistel.

Nach Tubeuf käme auf Grund der klimatischen Ansprüche der Laubholz- und Kiefernmistel für das Vordringen nach N als erste die Laubholzmistel in Betracht. Es sei anzunehmen, daß die Kiefernmistel ihr nachfolgte und hinter ihr zurückblieb. Die Tannenmistel bleibe auf das ungefähre Verbreitungsgebiet der Tanne beschränkt.

Auch heute kommt in Nordwestschlesien nur die Tannenmistel vor, wie sowohl aus der Zusammenstellung von Tubeuf (71, S. 348) als auch aus Hrubys (23) und eigenen Beobachtungen hervorgeht. (Siehe hiezu ferner bei Tubeuf [71]: Karten der Verbreitung der drei Mistelrassen in Österreich, S. 323, 324. Karte II [im Anhang]: Verbreitung der Kiefern- und Tannenmistel in Deutschland, Österreich und der Schweiz.)

Laubhölzer.

Laubhölzer kamen an dieser Fundstelle sicher vor, doch wurde bei den seinerzeitigen Aufsammlungen leider keine Proben entnommen. Bestimmt beobachtet wurde ein Eichenholz; stark zerstörte Früchte von *Corylus*, welche gesammelt wurden, zeigen, daß auch *Corylus* hier wuchs.

Hoffentlich wird es in der Zukunft einmal möglich, diese interessante Stelle gründlich zu untersuchen.

Weidenan.

Von dieser Fundstelle lagen mehrere Proben vor, von denen aber nur noch eine bestimmt werden konnte.

Salicinoxylo n miocenicu m Kaiser (26).

Im Querschnitte erscheint dieses vollständigen Braunkohlencharakter aufweisende Holz zerstreutporig mit zahlreichen Gefäßen, welche in Gruppen bis zu dreien in radialer Richtung geordnet stehen. In den Längsschnitten erkennt man die hofgetüpfelten Wände der Gefäße. Diese Hoftüpfel sind ziemlich groß, berühren sich teilweise und platten sich dann gegenseitig ab. Diese Abplattung ist aber, soweit sie sich untersuchen läßt, sicher nicht so scharf ausgeprägt, als sie rezentes Weidenholz zeigt. Dies ist darauf zurückzuführen, daß im Lignit die Gefäßwände nur in der Nähe der Markstrahlen so gut erhalten sind, daß sie eine Untersuchung ihres Baues zulassen. Nun haben aber auch die Gefäße des rezenten Weidenholzes in der Nähe der Markstrahlen keine so ausgesprochene Abplattung der Hoftüpfel wie in den übrigen Teilen (siehe hiezu auch die Abbildung bei Wilhelm [76, S. 513]). Schraubenverdickungen fehlen den Gefäßen. Die Markstrahlen sind durchaus einschichtig, ihre Zellen nicht deutlich getüpfelt. Nur an den den Gefäßen anliegenden Wänden zeigen die Kantenzellen zahlreiche große Poren, ein charakteristisches Kennzeichen für Weidenhölzer. Diese Kantenzellen unterscheiden sich durch ihre Größe nicht von den übrigen Zellen des Markstrahles. Dies würde für die Zugehörigkeit des Lignites zu *Populus* sprechen. Da nun dieser einzige Unterschied zwischen dem Holze von *Salix* und dem von *Populus* nicht immer (bei jüngerem Stamm- und bei Astholz) zu finden ist, wurde dieser Lignit mit der allgemeineren Bezeichnung *Salicinoxylo n* benannt.

Lentsch.

Taxodioxylo n sequoianu m (Schmalh.) Gothan.

Mehrere Proben zeigen die typischen Merkmale für diese Art. Sie zeigen sehr deutlichen „Wurzelholz“bau, und eine von ihnen ist entsprechend den Lagen der dickwandigen Spätholztracheiden zum Teil in dünne Blätter gespalten, auf denen sich sehr leicht Tangentialschnitte herstellen lassen, die dann natürlich im Spätholze liegen. Das Frühholz ist sehr stark zusammengedrückt. Das Harzparenchym ist in allen Schnitten deutlich zu erkennen, ebenso seine Querwände, welche sich zumeist als ungetüpfelt erweisen. Nur in einem Präparate war eine schwache Andeutung einer Tüpfelung zu erkennen.

Ein Lignit, der im übrigen die im vorigen beschriebenen Merkmale aufweist, unterscheidet sich von diesen nur durch die weniger scharfe Ausbildung des Spätholzes.

Taxodioxylo n taxodii Gothan.

Nur eine Probe wies neben den allgemeinen Merkmalen für *Taxodioxylo n* noch das spezielle für *T. taxodii* auf, das deutlich getüpfelte Harzparenchym. Es scheinen also auch hier beide Arten nebeneinander vorzukommen.

Taxodioxylo n spec.

Für eine Reihe weniger gut erhaltener Lignite konnte es nur wahrscheinlich gemacht werden, daß auch sie zu *Taxodioxylo n* gehören, ohne daß es möglich gewesen wäre, auch noch die Art zu bestimmen.

Leider war es nur ein einziges Mal möglich, Proben in dieser Grube zu sammeln, deren Untersuchung nur eine übersichtliche Orientierung bezweckte, so daß über die wahrscheinlich recht interessanten Verhältnisse der Aufeinanderfolge der einzelnen Holzarten in dieser Grube keine Resultate vorliegen. Bei der — wie eingangs erwähnt — bedeutenden Mächtigkeit des Flözes ist es ja wahrscheinlich, daß dem Wechsel der Braunkohlenschichten auch ein gewisser Wechsel der jeweils vorherrschenden Holzart entsprechen könnte, wie es übrigens andeutungsweise auch bereits in dem viel weniger mächtigen Flöz von Sörgsdorf beobachtet werden konnte.

Bei den jetzigen Grenzverhältnissen wird es aber wohl auf lange Zeit unmöglich sein, von hier aus diese Grube zu besuchen, und es seien daher reichsdeutsche Forscher auf dieses von ihnen scheinbar bisher übersehene Braunkohlenvorkommen aufmerksam gemacht.

Suchau—Albersdorf.

Das Material, welches dieser Fundstelle entstammt, ist im allgemeinen noch sehr gut erhalten und macht äußerlich den Eindruck von Braunkohlensäulen. Für die mikroskopische Untersuchung ist es noch sehr gut geeignet.

Wie eingangs erwähnt, wurden diese Lignite in einem Einschnitte eines Eisenbahnbaues gefunden. Durch Verstürzen des Randes wurde aber die Stelle binnen kurzem wieder verschüttet, sodaß heute von dort keine Proben mehr zu erlangen sind.

Abietoxylon silesiacum (Houlbert) Fietz.

(Taf. 5, Fig. 2, 5, 10, 12.)

Dieses Stück entspricht im allgemeinen in seinem Bau dem rezenten Tannenholz. Die Markstrahlen sind sehr schön und deutlich abietoid getüpfelt. Alle sind einschichtig. Sie unterscheiden sich aber von denen des rezenten Tannenholzes sehr auffällig durch den Bau der Kantenzellen. Diese sind meist doppelt, in seltenen Fällen auch dreifach so hoch als die übrigen Zellen des Markstrahles. Manche, nur wenige Zellen hohe Markstrahlen bestehen nur aus solchen Zellen. Hier und da sind sie auch nur eine Zelle hoch und sind dann ebenfalls nur von derartigen Zellen gebildet. Auch treten diese, normal nur an den Kanten befindlichen Markstrahlzellen manchmal mitten im Markstrahl auf. (Bezüglich ihrer Form siehe die Bemerkung bei *Piceoxylon silesiacum*). Die Markstrahlen sind meist bis etwa zwölf Zellen hoch, in Ausnahmefällen können sie aber auch die Höhe von 25 Zellen erreichen. Harzparenchym scheint vollständig zu fehlen. Daß hier keine pathologische Bildung vorliegt, lehrt die vollkommen gleichmäßige Ausbildung des ganzen Lignites; auch würden ja im pathologischen Holze Harzparenchym und Harzgänge (wie sie z. B. bei dem Befall des Tannenholzes durch *Viscum* auftreten) gerade reichlich zur Entwicklung kommen, was bei dem vorliegenden Stücke nicht der Fall ist.

In nomenklatorischer Hinsicht wäre nun hier dasselbe zu sagen, was bei *Abietoxylon pectinatum* von Saubsdorf erörtert wurde. Auch hier soll aus den dort angegebenen Gründen die Gattung *Abietoxylon*

beibehalten werden und diese Art als *A. silesiacum* nov. spec. bezeichnet werden. Von dem bei Saubsdorf beschriebenen *A. pectinatum* trennt es der äußerst charakteristische Bau der Markstrahlen.

Pinuxylon Paxii Kräusel.

Dieses Holz ist ein Pinus-Holz der Sektion Pinaster. Die Markstrahlen zeigen in ihren parenchymatischen mittleren Zellen eine große Eipore auf dem Kreuzungsfelde. Ihre Kantenzellen sind als Querttracheiden mit Zackenverdickungen entwickelt. Neben zahlreichen einschichtigen kommen in der Minderzahl mehrschichtige Markstrahlen vor, welche einen Harzgang enthalten. Senkrechte Harzgänge sind ebenfalls vorhanden. Das Epithel der Harzgänge ist dünnwandig.

Unter den bereits sicher bestimmten Pinuxyla entspricht dieser Lignit dem von Kräusel (30) beschriebenen *P. Paxii*.

Lianenartiges Laubholz.

(Taf. 5, Fig. 1, 6.)

Dieses derzeit noch unbestimmbare Laubholz gehört zu den ringporigen Laubhölzern. Es stehen also die Gefäße im Frühholze entsprechend den Jahresringen in Zonen, wobei aber — entsprechend der Größe der Gefäße — die Zone der Gefäße meist den größten Teil des Jahresringes ausmacht. An einzelnen Proben ließ sich aber auch die Beobachtung machen, daß die Spätholzzone des Jahresringes gleich breit und auch breiter war als die von den großen Gefäßen gebildete Frühholzzone. An die großen Frühholzgefäße schließen sich nur einige kleinere an, worauf dann der Jahresring in das — wie schon erwähnt — mehr oder weniger schmale Spätholz übergeht, welches wohl zumeist aus Libriform und einigem Holzparenchym besteht. Die Gefäße sind reichlich durch Thyllen verstopft. Die Gefäßwände tragen nur Hof-tüpfel, Schraubenverdickungen konnten nicht beobachtet werden. Die Markstrahlen sind fast durchwegs mehrschichtig, jedoch nur wenige (zwei bis drei) Zellen breit und zehn bis fünfzehn Zellen hoch. Die Tüpfelung der Markstrahlen und der Bau ihrer Zellen bieten nichts Bemerkenswertes.

Der Lianencharakter des Holzes kommt besonders im Querschnitte zum Ausdruck, der stellenweise fast nur die großen Gefäße anweist, während alle übrigen Elemente gegenüber diesen zurückgedrängt erscheinen. Am ehesten scheint diesem Holze noch das von Hedera oder auch von Glyzine zu entsprechen, doch kann darüber noch kein abschließendes Urteil abgegeben werden.

Dittmannsdorf und Wygoda (Oderberg).

Eine Reihe Hölzer von diesen Fundorten erwiesen sich durchaus als derselbe Typus von mehr oder weniger guter Erhaltung.

Ulmoxyton spec. (Taf. 5, Fig. 9.)

Es sind wieder ringporige Hölzer, bei denen das Frühholz in der Regel nur von einer Reihe von Gefäßen gebildet wird. In dem im allgemeinen sehr dichten und unkenntlichen Spätholze sind nun Partien

von weitleumigen Elementen zu erkennen, welche bei einzelnen Stücken in ziemlich deutlichen, einigermaßen unregelmäßig verlaufenden Zonen, bei anderen aber nur inselartig, trotzdem aber in ihrer Gesamtheit auch noch schief tangential angeordnet erscheinen. Solcher Zonen finden sich in jedem Jahresringe mehrere. Die großen Gefäße besitzen nur Hoftüpfel, in den kleineren konnten auch Schraubenverdickungen hie und da angedeutet erkannt werden. Die Markstrahlen sind fast durchwegs mehrschichtig, drei bis vier Zellen breit und von verschiedener Höhe: die häufigste Höhe ist etwa die von 15 bis 20 Zellen, jedoch wurden auch Ausnahmen bis zu 45 Zellen beobachtet. Neben den mehrschichtigen gelangten auch wenige niedrige einschichtige Markstrahlen zur Beobachtung. Das Holzparenchym ist schön getüpfelt.

Wir finden also bei diesen Hölzern eine weitgehende Übereinstimmung mit den in Westschlesien beobachteten *Ulmoxyla*. Sowohl der normale an *Ulmus* erinnernde als auch der zu *Celtis* hinneigende Typus scheint hier vertreten zu sein. Genauere Bestimmungen läßt der ziemlich schlechte Erhaltungszustand der Hölzer nicht zu.

Klimatologische und paläophytogeographische Folgerungen.

Aus den vorliegenden Untersuchungen ergibt sich, wenn zunächst die Hölzer der tertiären Fundstellen in Betracht gezogen werden, daß die Befunde sich mit den bereits bekannten Ergebnissen der Arbeiten reichsdeutscher Paläophytologen, es seien vor allem Gothan und Kräusel genannt, in weitgehendem Maße decken. So wurde in Sörgsdorf *Pinus parryoides* in großen Mengen festgestellt, welche von Gothan im rheinischen Tertiär gefunden wurde. Jene Pflanze, welche diesen Holzbau aufwies, muß also sicher eine ziemlich weite Verbreitung aufgewiesen haben, wenn auch bisher Funde aus den Zwischengebieten nicht vorliegen. Inwieweit dabei die Zugehörigkeit der einzelnen Fundorte zu bestimmten geologischen Horizonten eine Rolle spielt, läßt sich aus den verschiedenen Abhandlungen nicht entnehmen und ist wohl in vielen Fällen überhaupt kaum feststellbar. Das oben Gesagte gilt auch für die zwei Charakterpflanzen des deutschen Tertiärs, für *Taxodioxylon miocenicum* und das seltenere *Taxodioxylon taxodii*. Auch hier ergibt eine Zusammenfassung der einschlägigen Untersuchungen, daß ihr Verbreitungsgebiet ganz Deutschland bis an den Rand der Sudeten umfaßte. Aus dieser für *Pinus parryoides* und für die beiden *Taxodioxyla* festgestellten Tatsache folgt aber auch, daß die klimatischen Verhältnisse zur Tertiärzeit für ganz Deutschland bis an den Rand der Sudeten annähernd die gleichen waren.

Was nun die Laubhölzer anlangt, so können natürlich die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Funde von Laubhölzern, vor allem so weit sie für Westschlesien vorliegen, nur mit großem Vorbehalt für eine Charakterisierung der tertiären Flora und des tertiären Klimas in Betracht gezogen werden, da sie ja durchwegs in diluvialen Schichten gefunden wurden. Freilich ließe in Sörgsdorf das gleichzeitige Vorkommen von allerdings noch unbestimmten Früchten, welche Anklänge

an *Carya* aufweisen, darauf schließen, daß diese Lignite trotz ihrer Lagerung in diluvialen Schichten noch dem Tertiär zuzurechnen seien. Aber leider ist dieses Nebeneinander auch noch lange kein ausschlaggebender Beweis. Doch wurden ja auch im schlesischen Tertiär Laubhölzer gefunden (Kräusel [30]), welche an Ulme usw. erinnerten. Um das Vorkommen dieser Hölzer, welche wahrscheinlich von Pflanzen stammen, deren Vegetationsbedingungen ein gemäßigeres Klima zur Voraussetzung haben, als wir es etwa für *Taxodium* annehmen können, in den tertiären Schichten zu erklären, ist wohl der Ansicht Kräusels beizupflichten, daß diese Pflanzen die Gebirgshänge bewohnten und von dort in die Ebene herabgeschwemmt wurden und sich dann sonst neben *Taxodium* usw. finden.

Ob das *Ulmoxylon* Ostschlesiens noch dem Tertiär zuzurechnen ist, kann wohl auch nur schwer entschieden werden. Denn da in jenem Gebiete Tertiär nirgends ansteht (nach brieflichen Mitteilungen Dr. Götzingers), ist die Wahrscheinlichkeit groß, daß es zum Diluvium gehört. Andererseits ließe sich aber wieder eine Erklärung dahin abgeben, daß es einer umgelagerten diluvialen Grundmoräne entstamme, in die es aus tertiären Schichten hineingelangt sei. Eine solche Grundmoräne mit sicher tertiären Holzresten besteht ja noch heute in Gurschdorf, wie oben geschildert wurde.

Wichtige Resultate ergeben sich bei der Beurteilung der beiden Fundstätten Saubsdorf und Suchau-Albersdorf mit ihrem einwandfrei diluvialen Material, wovon das von Saubsdorf bestimmt autochthon ist. Wir sehen, daß die klimatischen und pflanzengeographischen Verhältnisse trotz der Eisnähe nicht viel anders geartet waren, als sie es heute an den beiden Fundstellen sind. Wir finden in Saubsdorf Tanne und Fichte, jene auch mit der Mistel, welche auch heute noch im engeren Gebiete nur auf Tannen vorkommt, in Suchau eine Kiefer, welche anatomisch wenigstens der heutigen *Pinus silvestris* entsprechen würde, Pflanzen, welche auch heute noch dort wachsen. Allerdings muß bei allen diesen Befunden betont werden, daß wir ja nur die Hölzer der seinerzeitigen Bäume untersucht haben, aber noch immer nicht behaupten können, daß es Pflanzen gewesen sein müssen, welche unserer heutigen einheimischen Fichte, Tanne und Kiefer entsprechen, wenn es auch sehr wahrscheinlich ist.

Das Zünglein an der Wage bilden vielleicht die beiden anatomisch so auffälligen Hölzer *Piceoxylon silesiacum* und *Abietoxylon silesiacum*. Würde es gelingen, unter den rezenten Fichten- und Tannenarten solche von gleichem Holzbaue zu finden, dann wären wir der Kenntnis dieses interessanten Grenzgebietes der Diluvialzeit wieder um einiges näher gerückt.

Jedenfalls scheint aber aus den obigen Befunden hervorzugehen, daß an den Abhängen und im Vorlande der Sudeten (und wohl auch der Beskiden) zur Zeit der Eisnähe sicher nicht jene klimatischen Verhältnisse geherrscht haben, wie sie unter ähnlichen Umständen in den nördlicheren Teilen Deutschlands und in Südschweden gefunden wurden. Da ja für die Entstehung der Eiszeit nur geringe Klimaschwankungen Vorbedingung waren (siehe z. B. Machaczek [47]), ist es ohne weiteres denkbar, daß zu der Zeit, als das Eis das Sudetenvorland hedeckte, die Abhänge der Sudeten eine regelrechte Waldflora aufwiesen, die dann

beim Rückgange des Eises von dem freien Gebiete Besitz ergriff und so in kurzer Zeit auch das Vorland mit einer Walddecke überzog.

Selbstverständlich ist bei diesen Betrachtungen immer zu bedenken, daß wir ja vorläufig noch nicht den ganzen Aufbau des Moores von Saubsdorf kennen. Ebenso wurde in Suchau, wo ich nicht selbst sammeln konnte, das Hauptaugenmerk auf Holzreste gerichtet und der Stratiographie des Flözes keine Beachtung geschenkt. Vielleicht liegen hier Hölzer aus jenem Teile der Schichten eines diluvialen Moores vor, welchen Szafer (69) als interglazial bezeichnet sehen will, worunter er jene Partien versteht, welche Reste einer ausgesprochenen Waldflora aufweisen. Die Ablagerungen über der untergelagerten Grundmoräne nennt er subglazial aus der Zeit der Regression des Inlandeises und jene, denen die Grundmoräne der folgenden Vereisung aufgelagert ist, subglazial aus der Zeit der Transgression des Inlandeises. Szafer (l. c., S. 309) vergleicht auch die Funde C. A. Webers (73) von Fahrenkrug in Holstein, Nehrings (58, 59) und C. A. Webers (72) von Klinge in Brandenburg, F. Hartmanns (22) von Ingramsdorf in Schlesien und diejenigen einiger russischer Forscher miteinander und gibt eine tabellarische Übersicht, um ihre gegenseitigen Beziehungen festzustellen.

Daß die Meinungen über die klimatischen Bedingungen des Gedeihens einer bestimmten Flora manchmal etwas zu weit gehen, dafür sei ein Beispiel aus der Umgebung Brünns angeführt.

Hier gibt es vielfach Inseln der pannonischen Flora, z. B. den Hadyberg, den Pausramer Hügel, den Vätermfk, die Pollauer Berge. Diese Flora soll während und nach der nordischen Vereisung eingewandert sein und gilt nun als Reliktflora, der nur mehr eine geringe Lebenskraft innewohne. Von den erwähnten Lokalitäten wird nun der Pausramer Hügel geradezu als die „Pausramer Steppe“ bezeichnet, womit gesagt sein soll, daß hier noch der Typus einer Steppe erhalten sei. Untersucht man aber im Frühjahr oder im Herbst den Hügel genauer, so kann man auf den derzeit brachliegenden Abhängen noch die deutlichsten Spuren einer seinerzeitigen Kultur wahrnehmen. Die Areale der Weingärten, die heute nur den Fuß des Hügels umsäumen, setzen sich, kenntlich durch die Parzellierung (Feldränder und Terrassen sind noch sehr gut zu erkennen), bis zu der Hochfläche fort, in die der Hang, der die Steppe aufweist, nach oben übergeht und die seit altersher bebaut wird. Auf dem Abhange wurde nämlich bis vor mehreren Jahrzehnten der Weinstock kultiviert, bis durch das Eindringen der Reblaus die Kulturen größtenteils vernichtet wurden.

Während der Blütezeit der Weinkultur war daher die pannonische Flora darauf angewiesen, ihre Existenz auf den Feldrainen und einigen kleinen Steilrändern zu suchen. Als die Felder brach liegen blieben, ergriff sie aber sofort von diesem Gebiete Besitz und breitete sich so aus, daß man heute von der Pausramer Steppe sprechen kann. Und jetzt noch haben die Bauern Mühe, sich des Eindringens der Elemente dieser Flora in ihre Felder zu erwehren. Die pannonische Flora Südmährens zeigt sich also noch so lebenskräftig, daß man wohl annehmen kann, daß ihr die derzeitigen Lebensbedingungen noch sehr zusagen. Neben den klimatischen Faktoren sind es eben vor allem die physikalischen und chemischen Eigenschaften des Bodens, welche ihr Gedeihen bedingen.

Ähnliche Verhältnisse bestehen auch am Hadyberge und — zum geringeren Teile — in den Pollauer Bergen.

Eine subglaziale Zone aus der Zeit der Transgression des Inlandeises würde natürlich dem Moore von Saubsdorf fehlen, weil ja hier nur eine Vereisung, die größte, in Frage kommt und die kleinen Schwankungen des Eisrandes, die oben erwähnt wurden, in der Flora wohl kaum zum Ausdrucke gebracht würden. Unter der Annahme, es würde hier eine interglaziale Bildung im Sinne Szafers vorliegen (die

aber, wie auf Grund der geologischen Verhältnisse angenommen werden muß, sicher in Eisnähe entstand), würden diese Funde mit denen Szafers bei Grodno in Polen und mit denen der obgenannten Forscher ziemlich gut übereinstimmen, soweit die durch die Ungunst der Verhältnisse bedingte Lückenhaftigkeit des Materials von Saubsdorf eine Vergleichsmöglichkeit überhaupt zuläßt.

Daß die subarktische Phase Szafers, die am Grunde des Moores zu suchen wäre, vielleicht nicht allzu mächtig und deutlich ausgebildet sein dürfte, ist — abgesehen von den Lokalverhältnissen, die eine starke Entwicklung der unteren Schichten kaum erwarten lassen¹⁾ — schon daraus zu vermuten, daß der Wald der Sudetenabhänge das Vorland nach dem Rückgange des Eises rasch besiedelt haben dürfte. Die Nähe des Gebirges erklärt wohl auch das Vorhandensein der Fichte, welche bei Grodno erst spät auftritt. Fand doch auch Zailer (78) für das diluviale Torflager von Hopfgarten in Tirol, das zwischen Würmvergletscherung und Bühlvorstoß zur Ablagerung kam, daß auf dem Moore Kiefer, Fichte und Birke wuchsen und daß die Flora auf ein Klima hinweist, das dem heutigen ähnlich war. Auch hier hätte die Fichte Gelegenheit, aus dem benachbarten eisfreien, bewaldeten Gebieten rasch einzuwandern.

Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit wurde eine Reihe von fossilen Hölzern teils tertiären, teils diluvialen Ursprunges untersucht. Die Fundstätten liegen mit einer Ausnahme im Gebiete des heutigen Tschechisch-Schlesien, und die Resultate deren Untersuchung bieten somit eine Ergänzung und Erweiterung der für die Fundorte in Deutschland gewonnenen Ergebnisse.

An den diluvialen Fundorten wurden mehrere neue Arten festgestellt. Auch die Existenz von *Viscum* in seiner Rasse als Tannennistel wurde — zum ersten Male — für Saubsdorf nachgewiesen.

Für das Tertiär ergaben sich in Übereinstimmung mit zahlreichen Untersuchungen aus Deutschland analoge Vorkommen.

In der Zusammenfassung der pflanzengeographischen und klimatologischen Gesichtspunkte konnte zunächst auf die Verbreitung von *Pinus parryoides* und der beiden *Taxodioxylon*-Arten bis an den Rand der Sudeten hingewiesen und hieraus gefolgert werden, daß das Klima der Tertiärzeit für ganz Deutschland ziemlich gleichmäßig gewesen sein muß. Bezüglich des Vorkommens von Laubhölzern, welche wahrscheinlich kühleren Klimaten angehörten, im Tertiär wurde den Anschauungen Kräusels beigegeben.

Auf Grund der Untersuchungsergebnisse der diluvialen Fundstellen ließ es sich wahrscheinlich machen, daß das Vorland der Sudeten nach

¹⁾ Eine klare Gliederung verschiedener Floren mit bestimmten typischen Leitpflanzen konnte sich wohl überhaupt am deutlichsten in der Ebene entwickeln, wo die klimatischen Faktoren auf weite Strecken gleich waren, nicht aber am Rande eines Gebirges, wo sich die Elemente der hier übereinandergelegenen Floren viel leichter vermischen können, eine Ansicht, welche für ähnliche Verhältnisse der Schweiz bereits Brockmann-Jerosch (3) ausgesprochen hat.

Übersicht der gefundenen Arten (Neue Arten in Fettdruck).

Fundort	Geologie	Gefundene Arten
Sörgsdorf	Tertiär	<i>Taxodioxylon sequoianum</i> (Schmalh.) Goth., <i>Tax. taxodii</i> Goth., <i>Pinus parryoides</i> Goth.
Sörgsdorf	Diluvium	<i>Ulmoxylon spec.</i> , unbest. Früchte (<i>Carya</i> ??)
Gurschdorf	Diluviale Grundmoräne	<i>Piceoxylon excelsum</i> Fietz, <i>Cypressinoxylon spec.</i> (Gruppe <i>Callitris-Widdringtonia</i>), <i>Cupressinoxylon spec.</i> (Gruppe <i>Libocedrus-</i> (außer <i>decurrens</i>), <i>Cupressus-</i> und <i>Chamaecyparis</i> -Arten), <i>Cupressinoxylon spec.</i> , <i>Betuloxylon oligocenicum</i> Kaiser, <i>Ulmoxylon spec.</i> , <i>Ulmoxylon spec.</i> ?
Saubsdorf	Diluvium	<i>Piceoxylon silesiacum</i> Fietz, <i>Piceoxylon excelsum</i> Fietz, <i>Abietoxylon pectinatum</i> (Houlbert) Fietz, <i>Viscum album</i> L.
Weidenau	Diluvium	<i>Salicinoxylon miocenicum</i> Kaiser
Lentsch	Tertiär	<i>Taxodioxylon sequoianum</i> (Schmalh.) Goth., <i>Tax. taxodii</i> Goth., <i>Taxodioxylon spec.</i>
Suchau-Albersdorf	Diluvium	<i>Abietoxylonsilesiacum</i> (Houlbert) Fietz, <i>Pinuxylon Paxii</i> Kräusel, lianenartiges Laubholz
Dittmannsdorf, Wygoda	Diluvium	<i>Ulmoxylon spec.</i>

dem Rückzuge des Eises keine ausgesprochene Glazialflora oder nur eine solche von geringer Ausdehnung und Dauer aufzuweisen hatte und daß vielmehr der Wald, welcher während der Eiszeit die Abhänge der Sudeten bedeckte, binnen kurzem das vom Eise befreite Gebiet besiedelte.

Die vorliegende Arbeit wurde im Jahre 1913 als Dissertation im pflanzenphysiologischen Institut an der Universität in Wien unter Leitung des Herrn Hofrates Professor Dr. H. Molisch begonnen, mit großen Unterbrechungen (Kriegszeit, außerordentliche Verhältnisse an der hiesigen Hochschule in der Nachkriegszeit usw.) in Brünn fortgeführt und nun zu einem Abschlusse gebracht.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Hofrat Professor Dr. H. Molisch, spreche ich für sein Entgegenkommen und die Förderung, welche er der Arbeit seinerzeit angedeihen ließ, meinen besten Dank aus.

Desgleichen bin ich Herrn Professor Dr. O. Richter, der mich in Wien und in Brünn in der Fortführung der Arbeit weitgehend unterstützte, zu großem Danke verpflichtet.

Herrn Bergrat Dr. G. Göttinger danke ich herzlichst sowohl für die reichliche Unterstützung wissenschaftlicher Art als auch dafür, daß er mir sein gesamtes Lignitmaterial aus Ostschlesien überließ und mir bei meiner Sammeltätigkeit in Westschlesien weitgehend behilflich war.

Herrn Professor Dr. Wähner, Vorstand des geologischen Instituts der deutschen Universität in Prag, danke ich für sein großes Entgegenkommen, das er mir durch Überlassen umfangreicher Literatur erwies.

Herrn Kollegen Dr. K. Kürschner danke ich für die Mithilfe bei der Herstellung der Photographien.

Literaturverzeichnis.

1. Andersson G., Om metoden växtpaleontologiska undersökningar af torfmossar. Geol. Fören. i Stockholm Förhandlingar, Bd. XIV, 1892, Nr. 142 (zitiert nach dem Referat im Bot. Zbl., 1893, II, S. 196).
2. — Studier öfver torfmossar i södra Skåne. Bihang till k svenska Vet.-Akad. Handlingar, Bd. XV, Afd. III, Nr. 3 (zitiert nach dem Referat im Bot. Zbl., 1893, III, S. 47).
3. Brockmann-Jerosch, Die Vegetation des Diluviums in der Schweiz. Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, II. Teil. Aarau 1921.
4. Beissner L., Handbuch der Nadelholzkunde. Berlin 1909.
5. Bürgerstein A., Vergleichende anatomische Untersuchung des Fichten- und Lärchenholzes. Denkschrift der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Bd. IX. Wien.
6. — Mikroskopische Untersuchung prähistorischer Hölzer des k. k. naturhistorischen Hofmuseums in Wien. Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, XVI, 1901.
7. — Die Nadelhölzer der Jetztzeit und der Vorwelt. Wien 1878.
8. — Zur Kenntniss der Holzanatomie einiger Koniferen. Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft, Bd. XXIV, Heft 4, 1906.
9. Zur Holzanatomie der Tanne, Fichte und Lärche. Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft, Bd. XXIV, Heft 6, 1906.
10. — Vergleichende Anatomie des Holzes der Koniferen. Wiesner-Festschrift. Wien 1908.
11. Göppert H., R. Monographie der fossilen Koniferen. Leiden 1850.
12. Götzinger G., Weitere geologische Beobachtungen im Tertiär und Quartär des subbeskidischen Vorlandes in Ostschlesien. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1910, Nr. 3. Wien.
13. — Einige Diluvialprofile im Kartenblatt Jauernig—Weidenau und deren Deutung. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1913, Nr. 3. Wien.
14. — Morphogenetische Beobachtungen am Nordfuße des Reichensteiner Gebirges (im westlichen Schlesien). Mitteilungen der k. k. geographischen Gesellschaft in Wien, 1915, Bd. 58, Heft 5 und 6.
15. Gothan W., Über die Präparation von Braunkohlenhölzern zur mikroskopischen Untersuchung. Naturwissenschaftliche Wochenschrift, Bd. 19, Nr. 36.
16. — Zur Anatomie lebender und fossiler Gymnospermenhölzer. Abhandlung der kgl. Preussischen geologischen Landesanstalt, n. F. 44, 1905. Berlin.
17. — Die fossilen Koniferenholzer von Senftenberg (siehe bei Menzel [50]).
18. — Über Braunkohlenhölzer des rheinischen Tertiärs. Jahrbuch der kgl. Preussischen geologischen Landesanstalt, Bd. 30, Teil 1. Berlin 1909.
19. Gothan-Potonié, Paläobotanisches Praktikum. Berlin 1913.
20. — — Lehrbuch der Paläobotanik, 2. Aufl. Berlin 1921.
21. Guckler J., Das Reichensteiner und Bielengebirge. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. 47, Heft 1. Wien 1897.
22. Hartmann F., Die fossile Flora von Ingramsdorf. Inauguraldissertation. Breslau 1907.
23. Hruby J., Die nördlichen Vorlagen des Glatzer Schneeberges und des Hohen und Niederen Gesenkes. Beiheft zum Bot. Zbl., Bd. 39 (1923), Abt. 2.
24. Jahn J., Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Mähren und Schlesien. Wien 1911.
25. Jüttner K., Das nordische Diluvium im westlichen Teile von Österreichisch-Schlesien. Zeitschrift des mährischen Landesmuseums, 12. Bd., Heft 2. Brünn 1912.
26. Kaiser P. E. E., Neue fossile Laubhölzer. Bot. Zbl., 1880, Nr. 16, S. 511.
27. Keilhack K., Lehrbuch der praktischen Geologie. 2. Aufl. Stuttgart 1908.
28. Krasser F., Über ein fossiles Abietineenholz aus der Braunkohle von Häring in Tirol. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines an der Universität Wien, 1892—1893.

29. Kräusel R., Beiträge zur Kenntnis der Hölzer aus der schlesischen Braunkohle. Inauguraldissertation. Breslau 1913.
30. — Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1917, Bd. 38, Teil II, Heft 1, 2. Berlin 1919.
31. — Die Bedeutung der Anatomie lebender und fossiler Hölzer für die Phylogenie der Koniferen. Naturwissenschaftliche Wochenschrift, n. F., Bd. 16, Nr. 23, 10. Juni 1917.
32. — Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens, I. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1918, Bd. 39, Teil 1, Heft 3. Berlin 1920.
33. — Die fossilen Koniferenhölzer (unter Ausschluß von Araucarioxylon Kraus). Paläontographica, Bd. 62, 1916—1919.
34. — Paläobotanische Notizen, I.—III. Senckenbergiana, Bd. 2, Heft 6. Frankfurt a. M. 1920.
35. — Paläobotanische Notizen, IV. Die Erforschung der tertiären Pflanzenwelt, ihre Methoden, Ergebnisse und Probleme. Senckenbergiana, Bd. 3, 4. Heft 3. 1921.
36. — Paläobotanische Notizen, V., VI.—V. Über einige fossile Koniferenhölzer. VI. Der Bau des Wundholzes bei fossilen und rezenten Sequoien. Senckenbergiana, Bd. 3, Heft 5. 1921.
37. — Ist *Taxodium distichum* oder *Sequoia sempervirens* Charakterbaum der deutschen Braunkohle? Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft. Jg. 1921, Bd. 39, Heft 7.
38. Kräusel R. und Schönfeld G., Fossile Hölzer aus der Braunkohle von Süd-Limburg. Abhandlung der Senckenberg. Naturforscher-Gesellschaft, Bd. 38, Heft 3. 1924.
39. Kubarth B., Ist *Taxodium distichum* oder *Sequoia sempervirens* Charakterbaum der deutschen Braunkohle? Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft, Bd. 39. 1921.
40. Kürschner K., Zur Chemie des Holzes. Mitteilungen des Hauptvereines deutscher Ingenieure der Tschsl. Republik. Jg. 1924, Heft 12 u. ff.
41. — Kritische Bemerkungen zur Ligninfrage. Chemiker-Zeitung, Bd. 48, S. 461, 1924.
42. — Über Pentosane im Fichtenholz-Lignin. Hönig-Festschrift. Dresden-Leipzig 1923.
43. Über Sublimation „unsublimierbarer“ Körper. Mikrochemie, Jg. 1925, Heft 1 und 2.
44. — Über Ligninkörper. Brennstoffchemie, Jg. 6, 1925, Heft 8 u. ff.
45. — Zur Chemie der Ligninkörper. Stuttgart 1925.
46. — Bemerkungen zur Frage des Humifizierungsvorganges. Braunkohlen- und Brikettindustrie, 18. Jg., 1925, Heft 40 u. ff.
47. Machaczek F., Gletscherkunde. Götschen Nr. 154.
48. Maule C., Das Verhalten verholzter Membranen gegen Kaliumpermanganat, eine Holzreaktion neuer Art. Stuttgart 1901.
49. Mayr H., Fremdländische Wald- und Zierbäume für Europa. Berlin 1906.
50. Menzel P., Über die Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen. Abhandlungen der kgl. Preußischen Geologischen Landesanstalt, n. F., Bd. 46, 1906. Darin Gothan (17).
51. — Über hessische fossile Pflanzenreste. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1920, Bd. 41, Teil 1, Heft 2. Berlin 1921.
52. Meyer F. in Kräusel (30).
53. Molisch H., Vergleichende Anatomie des Holzes der Ebenaceen und ihrer Verwandten. Sitzungsberichte der k. k. Akademie der Wissenschaften, Bd. 80, 1. Abt., Juliheft. Wien 1879.
54. — Mikrochemie der Pflanze. 3. Aufl. Jena 1923.
55. Nathorst A. G., Die Entdeckung einer fossilen Glazialflora in Sachsen, am äußersten Rande des nordischen Diluviums. Översigt af Vetenskaps-Akad. Förh. 1894, Nr. 10. Stockholm 1895 (zitiert nach dem Referat im Beiheft zum Bot. Zbl., 1895. Jg. 5, S. 201).
56. — Über die Anwendung von Kollodiumabdrücken bei der Untersuchung fossiler Pflanzen. Arkiv för Bot. VIII., Nr. 4, 1907 (zitiert nach dem Referat im Bot. Zbl., 1908, II).
57. — Paläobotanische Mitteilungen 4—6. Kungl. Svenska Vetensk.-Akad. Handl., Bd. 43, 6, 1908 (zitiert nach dem Referat im Bot. Zbl., 1909, I).

58. Nehring A., Die Flora des diluvialen Torflagers von Klinge bei Cottbus. Naturwissenschaftliche Wochenschrift, Bd. 7, 1892.
59. — Die Flora des diluvialen Torflagers von Klinge bei Cottbus. Bot. Zbl., 1892, III., S. 97.
60. Ortman K., Beitrag zur Kenntnis der tertiären Braunkohlenhölzer Böhmens. Lotos, Bd. 70. Prag 1922.
61. Potonié H., siehe bei Gothan (19, 20).
62. Potonié R., Der mikrochemische Nachweis fossiler kutinierter und verholzter Zellwände, sowie fossiler Zellulose und seine Bedeutung für die Geologie der Kohle. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt für 1920, Bd. 41, Teil 1, Heft 1.
63. — wie oben. Braunkohle. Jg. 19, Heft 10, 1920.
64. Prill W., Beiträge zur Kenntnis schlesischer Braunkohlenhölzer, II. Inauguraldissertation. Breslau 1913.
65. — in Kräusel (30).
66. Richter O., Beiträge zur mikrochemischen Eisenprobe. Zeitschrift für wissenschaftliche Mikroskopie und mikroskopische Technik, Bd. 39, 1922.
67. Russow E., Zur Kenntnis des Holzes, insbesondere des Koniferenholzes. Bot. Zbl., XIII., Nr. 1—5, Jg. 4, 1883.
68. Schenk A., Handbuch der Botanik. Breslau 1890.
69. Szafer W., Über den Charakter der Flora und des Klimas der letzten Interglazialzeit bei Grodno in Polen. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres, Classe de Sc. Math. et Nat. Série B. Krakau 1925.
70. Tuheuf K., Die Aushreitung der Kiefernmitel in Tirol und ihre Bedeutung als besondere Rasse. Naturwissenschaftliche Zeitschrift für Forst- und Landwirtschaft, Heft 1. Stuttgart 1910.
71. — Monographie der Mistel. München, Berlin 1923.
72. Weber C. A., Über die diluviale Vegetation von Klinge in Brandenburg und über ihre Herkunft. Englers Botanisches Jahrbuch, Bd. 17, 1893.
73. — Über die diluviale Flora von Fahrenkrug in Holstein. Englers Botanisches Jahrbuch, Bd. 18. Beiblatt 3. 1894.
74. Wiesner J., Über den mikroskopischen Nachweis der Kohle in ihren verschiedenen Formen und über die Übereinstimmung der Lungenpigmente mit der Rußkohle. Sitzungsbericht der k. k. Akademie der Wissenschaften, Wien, Bdl 101, 1892.
75. — Die Rohstoffe des Pflanzenreiches. 3. Aufl. Leipzig 1914—1922.
76. Wilhelm K., Hölzer in Wiesner (75).
77. Wittmack L. und Buchwald J., Pflanzenreste aus der Hünenburg bei Rinteln an der Weser und eine verbesserte Methode zur Herstellung von Schnitten durch verkohlte Hölzer. Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft, Bd. 20, 1902.
78. Zailer V., Das diluviale Torf(Kohlen)lager im Talkessel von Hopfgarten, Tirol. Zeitschrift für Moork. Torfverw. 1910.

Figurenerklärung von Tafel V.

- Fig. 1. Lianenartiges Laubholz, quer; Vergr. 120.
- Fig. 2. Abietoxyton silesiacum Fietz, Tangentialschnitt; Vergr. 120.
- Fig. 3. Aststück von Abietoxyton pectinalum (Houlb.) Fietz mit Viscum-Senkern.
- Fig. 4. Unbestimmte Früchte aus den diluvialen Schichten der Fundstelle in Sörgsdorf.
- Fig. 5. Abietoxyton silesiacum Fietz, Tangentialschnitt; Vergr. 120.
- Fig. 6. Ein anderer Schnitt der Probe von Fig. 1 mit breitem Spätholze in einem Jahresringe; Vergr. 120.
- Fig. 7. Piceoxyton silesiacum Fietz, Querschnitt; Vergr. 120.
- Fig. 8. Piceoxyton silesiacum Fietz, Tangentialschnitt; Vergr. 120.
- Fig. 9. Ulmoxyton aus Niederschlesien im Querschnitt; Vergr. 120. Sehr schlecht erhaltene Probe, jedoch noch deutliche Verteilung der Gefäße.
- Fig. 10. Abietoxyton silesiacum Fietz, Randpartie eines Markstrahles im Radialschnitte; Vergr. 450.
- Fig. 11. Cupressinoxyton spec., Markstrahl im Tangentialschnitte; Vergr. 450.
- Fig. 12. Abietoxyton silesiacum Fietz, Markstrahl im Tangentialschnitte; Vergr. 450.

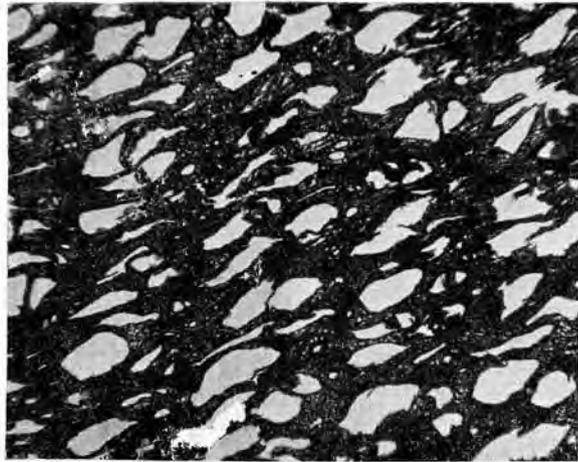


Fig. 1



Fig. 2

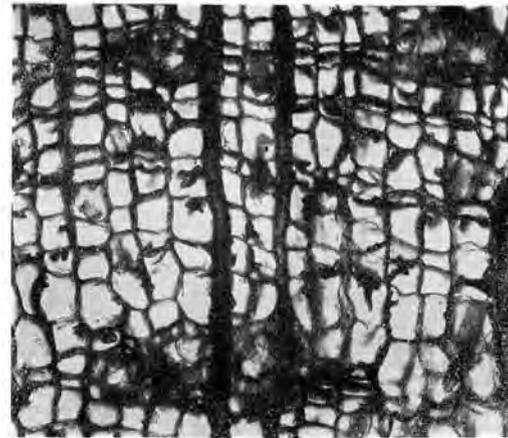


Fig. 7



Fig. 9



Fig. 3



Fig. 4



Fig. 8

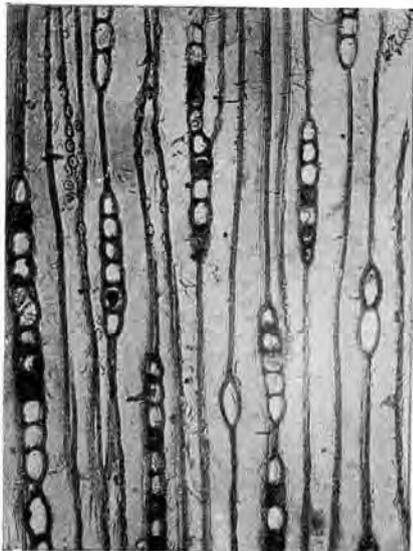


Fig. 5



Fig. 6

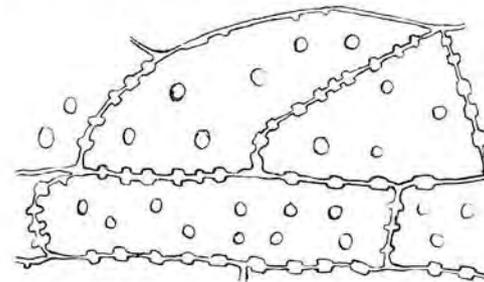


Fig. 10



Fig. 11



Fig. 12

Geologische Probleme in den östlichen Tauern.

1. Teil.

Von Artur Winkler.

Mit Tafel VI (Fig. 1 und Fig. 2), Tafel VII (Fig. 1—3) und 25 Textfiguren.

Vorbemerkung.

Es gibt wohl wenig Fragen der ostalpinen Geologie, in welchen sich die Unbefriedigtheit des derzeitigen Standes unserer Kenntnisse so klar ausdrückt, wie in den Problemen des Baues der Hohen Tauern. In der Fülle der in der letzten Zeit veröffentlichten, vielfach disparaten Ergebnisse, die über dieses Thema publiziert wurden, spiegelt sich diese unerfreuliche Tatsache zur Genüge wieder. Und doch muß man bekennen, daß, solange die Fragen der Tauerngeologie noch keine, auf reichlicherem Beobachtungsmaterial beruhende, den Tatsachenbestand befriedigende Aufklärung erfahren haben werden, die Kenntnis vom tieferen und grundlegenden Bau der Ostalpen in seinen letzten Fragestellungen noch auf sehr schwankendem Boden aufgebaut ist. Die Ergründung der Tauerngeologie ist schon deshalb mit größeren Schwierigkeiten gegenüber der Lösung kalkalpiner, tektonischer Fragen verbunden, weil es sich hier nicht nur um die Enträtselung einer aus klar rekonstruierbaren Ausgangsformen geschaffenen Tektonik, sondern auch um das Problem der Raumgewinnung, Erstarrung, nachträglichen tektonischen Umformung und Metamorphosierung mächtiger Tiefeneruptionskörper, der Tauerngneiskerne und ihrer sedimentären Hülle handelt. Bedenkt man noch die vollkommene Fossilfreiheit der in den Hohen Tauern auftretenden Schichtkomplexe, ferner den Eruptiv- und Sedimentabkömmlinge gleichartig überziehenden Schleier der Metamorphose und schließlich das eigentümliche, oft schwer enträtselbare Bild der Tiefentektonik, so sind der Gründe hinreichende aufgezählt, die trotz vielseitiger Bemühungen die Unvollkommenheit der gegenwärtigen Kenntnis begreiflich erscheinen lassen. Es soll hierüber nicht die Tatsache hinwegtäuschen, daß in einzelnen übersichtlichen Zusammenfassungen des Alpenbaues, teils auf schweizerischem, teils auf österreichischem Boden erwachsen, das Weben und Wirken der Tektonik in den Hohen Tauern dem Leser gleichsam in kristallklarer Weise,

sich scheinbar vollkommen harmonisch in ein wohlgerundetes Bild der Alpenwerdung einfügend, vor Augen geführt wird. Hier dürfte aber eben die mangelnde Kenntnis und das zu geringe Eindringen in die Grundprobleme bereits die Lösung von Fragen vortäuschen, deren Kernpunkt vielleicht noch kaum erkannt erscheint.

In vorliegender Arbeit unternehme ich den Versuch, gleichsam als Gegenstück zu den analogen langjährigen, grundlegenden Bestrebungen B. Sanders am Westende der Hohen Tauern, durch möglichst exakte, geologische Feldbeobachtung und durch eine Auswertung der von der Natur überlieferten tektonischen Deformationsbilder, wie sie die Felswände im großen, die Dünschliffe im kleinen enthüllen, eine auf dem Boden der örtlichen Erfahrungen erwachsene Auffassung vom Bau der östlichen Hohen Tauern zu entwerfen. Es sollen also mit einer gewissen Absichtlichkeit regionaltektonische Erwägungen und Übertragungen anderwärts gewonnener Theorien, unbeschadet ihrer wissenschaftlichen Berechtigung und Bedeutung, in meiner Studie, speziell in diesem ersten Teil, gegenüber den lokalen Ergebnissen zurückgestellt werden, in der Überzeugung, daß ein Fortschritt in der Tauernerfassung zunächst durch Auswertung der unerschöpflichen Dokumente der Natur erzielt werden kann.

Die Grundlage der nachfolgenden Darstellung bildet die im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt in Durchführung begriffene geologische Aufnahme des Spezialkartenblattes Hofgastein, welches einen großen Teil der östlichen Gneiskerne der Hohen Tauern und ihrer Schieferhülleummantelung umfaßt. Die Aufnahme des genannten Kartenblattes ist zwar von ihrem Abschlusse noch weit entfernt; immerhin haben Begehungen, die durch sechs Sommer hindurch (jedesimal in etwa dreibis fünfwöchiger Dauer) dort durchgeführt wurden, einen hinreichenden Grundstock an Beobachtungen und Erkenntnissen gezeitigt, so daß sie im Verein mit den von anderer Seite veröffentlichten Ergebnissen eine Basis für einen tektonischen Deutungsversuch der östlichen Hohen Tauern abgeben können. Es soll hier nicht verschwiegen werden, daß mit nachstehenden Erörterungen keineswegs ein vollkommen abgerundetes Bild des Baues der östlichen Hohen Tauern angestrebt wird, noch auch angestrebt werden könnte; hiezu ist mein eigenes Beobachtungsmaterial noch zu unvollständig. Dagegen scheint es mir ausreichend zu sein, um als Grundpfeiler einer Tauernauffassung am Ostende zu dienen, wie B. Sander zu einer solchen auf dem Wege geologischer Detailaufnahme am Tauernwestende gelangt ist.¹⁾

I. Einleitung.

A. Die geologische Erforschung der Hohen Tauern.

Wenn auch die vorliegende Studie keineswegs den Zweck einer vollständigen monographischen Darstellung der östlichen Tauern verfolgt, so halte ich es doch für angebracht, einen kurzen Rückblick auf

¹⁾ Vgl. dessen Studie: Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrb. d. Geol. St. A. 1921, Bd. 71., 3. u. 4. H., S. 173—224, und ältere Arbeiten.

die Resultate der Forschung aus der näheren und aus der ferneren Vergangenheit zu werfen, um einerseits im Drängen und Hasten der Gegenwart nicht die Verdienste der älteren Forschergenerationen ganz zu übersehen, andererseits um an den Ergebnissen vergangener Jahrzehnte und an dem Wandel der Anschauungen den gegenwärtig erreichten Standpunkt besser einschätzen zu können; dies um so mehr, als gerade die neueste östliche Tauernliteratur auf die Arbeiten vergangener Forschung wenig Bezug genommen hat.

Das Goldbergbaugebiet der östlichen Hohen Tauern hat bei dem Anreiz, den es auf Montanisten und Montangeologen jederzeit ausübte, sehr frühzeitig eine wissenschaftliche Bearbeitung erfahren, welche bezüglich der Erzgänge schon in alter Zeit ein sehr genaues Bild ihrer Verhältnisse gezeitigt hat. Vor allem waren es die umfangreichen Studien Reissachers,¹⁾ die — schon im Jahre 1848 erschienen — bereits an älteren Untersuchungen, wie jene Russeckers,²⁾ angeknüpft und eine gründliche Darstellung der montangeologischen Verhältnisse des Goldbergbaugebietes der Tauern auf der Salzburger Seite zum Gegenstand hatten. Aber auch der geologische Bau des Goldbergbaugebietes fand durch Reissacher eine in den Grundlinien durchaus richtige Darstellung. Auf der seiner Arbeit beigegebenen farbigen, geologischen Übersichtskarte, die teils auf eigenen Begehungen, teils auf Mitteilungen der Bergleute beruht, sind die allgemeinen Umriss der zentralen Gneismaßen, der Marmorzüge, der Grünschiefer, Kalkglimmerschiefer, Serpentine und Klammkalke schon klar zum Ausdruck gebracht. Auch die Aufeinanderfolge der einzelnen Gneisvarietäten im Nordteile der Hochalmmasse erscheint, wie auch F. Becke später bestätigen konnte, als im wesentlichen richtig erkannt. Somit war schon vor der Mitte des vergangenen Jahrhunderts, in einem allerdings nur räumlich begrenzten Teile der Hohen Tauern, der geologische Aufbau bekannt gemacht worden.

Als Grundlage für die wissenschaftliche Erkenntnis des Gesamtgebietes der östlichen Hohen Tauern und seines regionalen Entwicklungsganges kann erst die bewunderungswürdige Arbeit D. Sturs, „Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen, zwischen dem Hochgolling und Venediger“ gelten, welche unter Mitverwertung der Ergebnisse C. Peters und M. V. Lipolds im Jahre 1854 erschienen ist.³⁾ Sie enthält eine im großen und ganzen zutreffende, stratigraphische und tektonische Gliederung. An bemerkenswertem Detail sei besonders hervorgehoben, daß die in der neuesten Literatur (Stark, Kober) beschriebene und als Decke gedeutete Rote Wand- (Modereck-) Gneiszone, auf Sturs Profilen (Tafel 4, Profil XXIII, Profil XXIV) in vollkommen richtiger Position — hoch über den Sonnblickgneisen, von diesen durch mächtige Glimmerschiefer und Kalksteine getrennt, — verzeichnet wird; weiters, daß die Lagerungsverhältnisse der überkippten Mallnitzer Mulde in ihrem Südostteile (Tafel 4, Profil XXV) und das Einsinken der sie

¹⁾ Reissacher K. Die goldführenden Gangstreichen der Salzburgischen Zentralalpenkette. Haidingers Naturw. Abhandlungen. Wien 1848. II. Bd., II. Th.

²⁾ Russecker. Über das Goldvorkommen am Rathausberge. Leonhardts Jahrbuch 1832, S. 89, 1835, S. 182, 203, 379, 505, 1836. S. 199.

³⁾ Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien, V. Bd., S. 818.

bedeckenden Schieferhülle unter die altkristallinen Glimmerschiefer treffend ersichtlich gemacht ist und aus Sturs Profilen ohne weiteres entnommen werden kann. Auch die durch Marmorbänder von der Hauptgneismasse abgespaltenen Gneislamellen am Nordsaum des Hochalmmassivs werden von ihm bereits erwähnt.

Bezüglich der allgemeinen Auffassung der Tauern durch Stur muß betont werden, daß er schon vollkommen klar die Eigenart der Zentralgneise und der Schieferhülle, sowie ihre Sonderstellung gegenüber dem „Altkristallin“ erkannt und in seinen Arbeiten ganz ausdrücklich hervorgehoben hat. So wird die Detailüberlagerung der Schieferhülle durch alten Glimmerschiefer (im O um das Hochalmmassiv) im Raume von Rennweg—Katschberg (spätere Katschberg-Überschiebung) und von da nach W hin, am Südsaume der Hochalmmasse, erwähnt. Man kann daher mit Fug und Recht behaupten, daß die Erkenntnis, wenn auch nicht gerade des Tauernfensters, so doch einer einheitlichen, den S- und O-Rand des Hochalmgneis- und Schieferhüllensystems begleitenden Aufschiebung des Altkristallins auf das vorgenannte auf die Ergebnisse Sturs vom Jahre 1857 zurückgeht. Eine zweite wichtige Erkenntnis ist die Erfassung der Einheitlichkeit der Tauernmetamorphose in Gneis, Schieferhülle und Radstädter Trias, worüber Stur angibt: „dann liegt gewiß der Schluß nahe, daß dieselben Ursachen, die den Zentralgneis zu erzeugen vermochten, auch die dort ursprünglich gelagerte Grauwackenformation in die Schieferhülle¹⁾ umzuwandeln und den über dieser gelagerten Alpenkalk (Trias) in das Radstädter Tauerngebilde verändern mußten. Diese Ursache aber braucht erst nach Ablagerung der Radstädter Formation gewirkt haben und daß der Zentralgneis erst seit dieser Zeit seine jetzige Beschaffenheit besitze“. Dabei denkt Stur daran, daß die Zentralgneise durch Umwandlung des Altkristallins in den tieferen Schieferhülleteilen entstanden wären, während der Metamorphose der oberen Schieferhülle und der Radstädter Trias. Diese Auffassung nähert sich jener, auch gegenwärtig von verschiedenen Forschern (z. B. Sander) vertretenen, einer weitgehenden Granitisation (Vergneisung).

Schließlich findet sich in Sturs Studien bereits eine klare Betonung einer Zweiphasigkeit im Entstehungsbild der Tauern, indem er den metamorphosierenden Vorgängen später große Bewegungen nachfolgen läßt, „die vermochten die regelmäßig aufeinanderliegenden Formationen durcheinander zu werfen und das Jüngste unter das Älteste aufzulagern“, eine Anschauung, die jener, wie sie von Sander in den westlichen Tauern, von mir in den östlichen Hohen Tauern jetzt vertreten wird, nahekommt.

Die im Jahre 1858 erschienene umfangreiche Abhandlung R. Rochatas²⁾ enthält nur wenig neue Angaben über die geologischen

¹⁾ Vergl. hierzu die modernen Auffassungen B. Sanders und W. Schmidts, welche in der Schieferhülle zum Teil eine metamorphe Grauwackenserie erblicken. Vgl. Sander, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1920. (Geol. Studien am Westende der Hohen Tauern.)

²⁾ C. Rochata, Die alten Bergbaue auf Edelmetall in Oberkärnten, Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., 1890.

Verhältnisse des Goldbergbaugebietes der Hohen Tauern; dagegen wird in der im Jahre 1880 erschienenen großangelegten montangeologischen Studie J. Pošepnys, „Die Goldbergbaue der Hohen Tauern“,¹⁾ eine, allerdings nur auf flüchtigen Exkursionen beruhende Darstellung des Gebirgsbaues versucht. Seine Begehungen sprachen, wie er auf Seite 9 hervorhebt, dafür, daß die Zentralgneise eine ebenso passive Rolle in der Hebung der Tauernkette gespielt haben, wie die übrigen, dieselbe bildenden Schichtgesteine. Dadurch sei die Auffassung vom Alpenbau, wie sie Professor Eduard Sueß in seinem Buch „Über die Entstehung der Alpen“ entwickelt hat, bekräftigt worden. Im einzelnen weist Pošepny auf das Auftreten von zwei getrennten Gneiskernen in den östlichen Hohen Tauern (Hochalm- und Hohe Aarn-Massiv) und auf die dazwischen geschaltete, synklinale Einfaltung (Mallnitzer Mulde) hin und betont, daß gleichsam eine Überschiebung des letzteren Massivs über die erstere vermutet werden kann. Pošepnys Auffassung ist deshalb so bemerkenswert, weil sie in noch ausgesprochenerer Weise als Stur, das Eingreifen tektonischer Bewegungen in die Gestaltung der Zentralgneiskörper der Tauern hervorhebt.

G. Geyer hat anlässlich der geologischen Aufnahme des Spezialkartenblattes St. Michael durch die Geologische Reichsanstalt die östliche Hälfte des Hochalmmassivs und seiner Schieferhülleungürtung eingehender studiert, und hierüber in den Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1892 und 1893 berichtet.²⁾ Es konnte gezeigt werden, daß der Zentralgneis der östlichen Hochalmmasse ein Gewölbe bildet, das von einem Mantel von höheren Hornblendgneisen überlagert wird. Über letzteren folgt die Schieferhülle, in der Geyer nach petrographischen Gesichtspunkten eine Dreigliederung unterscheiden konnte: an der Basis lagere ein mannigfaltiger Komplex von Marmoren, Glimmerschiefern, schiefrigen Gneisen und dunklen Schiefen, darüber folgen die Kalkglimmerschiefergruppe mit Chloritschiefern und schließlich die Kalkphyllite mit vorherrschenden quarzreicheren und kalkärmeren Schiefergesteinen. Von besonderer Wichtigkeit war der exakte, durch zahlreiche Belege erhärtete Nachweis, daß an dem O- und SO-Rande des Hochalmmassivs die Grenze zwischen Schieferhülle und Altkristallin (Granatglimmerschiefern), das ersterer auflagere, eine Dislokation sei. Diese Störung bedinge, daß die in O der Tauern — in der Murauermulde — normal den Granitglimmerschiefern auflagernden Phyllite am O-Rand der Hochalmmasse unter das Altkristallin einsinken (V. 1892, S. 59). Durch diese Feststellung war, nach den gleichsam voraneilenden, weitblickenden Ausführungen Sturs, ein für die Zentralalpentektonik sehr bestimmender Grundzug — diesmal schon mit viel größerer Exaktheit — festgelegt worden.

¹⁾ F. Pošepny. Archiv f. prakt. Geologie, I. Bd., Wien 1879, bei Alfr. Hölder. S. 1—256.

²⁾ S. 319—327, bez. S. 49—60.

³⁾ Anzeiger der Akad. d. Wissensch., Wien 1896, III, 1897, II, III, 1898 III. Ferner in E. Ludwig und Th. Panzer: „Über die Gasteiner Thermen“. Tschermak, Min.-petrogr. Mitt., 19. Bd., 1900, S. 470.

In dem Jahre 1896 begannen, gleichzeitig als Vorarbeit für den geplanten Bau des Tauerntunnels, die von der Akademie der Wissenschaften in Wien inaugurierten Untersuchungen im Bereiche der Hohen Tauern. Zunächst war es Friedrich Berwerth, der sich mit den geologisch-petrographischen Verhältnissen im Bereiche der östlichen Zentralgneismassen beschäftigte und hierüber eine Anzahl kleinerer Mitteilungen veröffentlichte. Seine Untersuchungen ergaben, daß das Hochalmmassiv durch von S her eingreifende Schieferzonen, die später von Becke als Woigsten- und Seebachzungen bezeichnet wurden, in seinem westlichen Teile in Einzelmassive aufgelöst wird, die Berwerth als Rametten und als Gamskarlmasse vom großen Eruptionskörper abscheidet. Berwerth schildert weiters den im allgemeinen domförmigen Aufbau der östlichen Tauern und deutet die Beziehungen der Zentralgneise zur Schieferhülle als Intrusionsverband. Auch die Feststellung weiterer Einzelzüge im Bau der östlichen Hohen Tauern geht auf Berwerths Bemühungen zurück. Darunter wäre hervorzuheben: die Gliederung der Schieferhülle in einen silikatreicheren und in einen kalkreicheren Teil, das Fehlen der unteren silikatreichen Glimmerschiefer am N-Saume des Hochalmmassivs, die Entdeckung der weiten Verbreitung der durch Biotitpseudomorphosen nach Hornblende ausgezeichneten Syenitgneise, das Auftreten der kieselsäurereichen Forellengneise und die Auffindung der Konglomeratgneise der Bockhartscharte.

In einer Arbeit „Geologische und petrographische Untersuchung im Ober-Mölltal in Kärnten“, hat B. Granigg¹⁾ Studien über die Gesteine der Schieferhülle am SO-Abfall der Sonnblickmasse veröffentlicht und insbesondere über Verbreitung, Auftreten und petrographische Beschaffenheit der Serpentine in der Kalkglimmerschieferzone neue Daten beigebracht.

In dem im Jahre 1903 erschienenen Werke C. Dieners, „Bau und Bild der Ostalpen und der Karstgebiete“,²⁾ wird auf Grund der vorhandenen Literatur, auch unter Verwertung eigener Beobachtungen, ein übersichtliches Bild über den bis dahin erzielten Stand der Tauernkenntnis entworfen. Wenn auch Diener das Vorhandensein eines primären Intrusionsverbandes, wie er von Löwl in der Granatspitzgruppe, von Berwerth in der Hochalmmasse festgestellt wurde, nicht in Abrede stellt, so möchte er doch den Einfluß tektonischer Umgestaltung in Form von Faltungen und Überschiebungen in Gneis und Schieferhülle stärker betonen.

Um die Jahrhundertwende begannen die Untersuchungen Friedrich Beckes in den Hohen Tauern, jenes Forschers, auf dessen Bemühungen in erster Linie die moderne Kenntnis dieses Gebietes beruht. Wenn auch das Schwergewicht von Beckes Untersuchungen in petrographischen Studien gelegen war, so hat doch seine übersichtliche geologische Aufnahme eine Fülle neuer Feststellungen und Erkenntnisse mit sich gebracht. Auf den Inhalt und die Bedeutung der allgemein bekannten, grundlegenden petrographischen Ergebnisse F. Beckes, die

¹⁾ Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. 1906, 56. Bd., 2. H.

²⁾ Erschienen in Bau und Bild Österreichs bei F. Tempsky, Wien.

vor allem in seinen großen Werken in den Denkschriften der Akademie der Wissenschaften niedergelegt sind, hinzuweisen, erscheint mir überflüssig. Hier soll nur ein kurzer Überblick über seine geologischen Resultate übermittelt werden. In drei, in den Sitzungsberichten der Akademie der Wissenschaften erschienenen Publikationen, aus den Jahren 1906, 1908 und 1909 stammend, berichtet F. Becke¹⁾ über die Ergebnisse seiner geologischen Begehungen, welche einen großen Teil der Hochalmmasse umfaßten. Schon in der ersten der genannten Mitteilungen wurde eine petrographische Gliederung des Hochalmkerns durchgeführt. Es konnten die Gesteinstypen der Granitgneise, der besonders kieselsäurereiche „Forellengneise“, der Syenitgneise und Tonalitgneise in ihren Hauptverbreitungszügen ermittelt werden. In neuester Zeit hat dann Becke²⁾ auf Grund eines Gesamtüberblickes die magmatische Differentiation der Tauerngneise in nachstehender Weise charakterisiert: „Der Differentiationsverband reicht von sehr quarzreichen und biotitarmen Muskovit-Granitgneisen über normale, zum Teil porphyrtartige Granitgneise und Granitdioritgneise zu Tonalitgneisen und endlich zu Amphiboliten. Von den Granitgneisen zweigt eine zweite kieselsäurearme Reihe ab, die mit dem Syenit-Granitgneis beginnt und sich in Floititen fortsetzt.“

In der Schieferhülle wird eine Unterstufe, die aus Kalkmarmoren, mit liegenden und hangenden Schiefen besteht, und eine obere Stufe, die zu unterst Kalkglimmerschiefer mit Grünschiefern, zu oberst Kalkphyllite enthält, unterschieden. Auf die petrographischen Verschiedenheiten der Marmore von den Radstädter Triasgesteinen wird speziell hingewiesen. Die genaue Verfolgung der Lagerungsverhältnisse am N-Saum, weiterhin am N- und NW-Rand des Hochalmmassivs hat gezeigt, daß über der Hauptmasse des Zentralgneises, und von diesem durch Marmor und Schiefer getrennt, häufig ein höheres, geringer mächtiges Band von Zentralgneisen zu konstatieren sei, das als ein in ein höher gelegenes Niveau der Schieferhülle eingedrungenes, intrusives Parallellager gedeutet wird. Vor allem wird gezeigt, daß im NO-Teile der Hochalmmasse eine tief in deren Inneres eindringende Zone von Angertalmarmor und Glimmerschiefer zu konstatieren sei, welche den Eindruck erwecke, „daß hier die Schieferhülle von unten her in den Granitgneis hineinragt“ (S. 14). Becke bezeichnet diese zum Teil schon von Geyer bekanntgemachte Sedimentzone als Silbereckscholle. An der O-Begrenzung der Hochalmhülle konnte Becke an der Katschberglinie, einer bereits von Geyer ermittelten Störung zwischen Schieferhülle im Liegenden und den Granatglimmerschiefern der Bundschuhmasse im Hangenden, eine schmale Zone

¹⁾ Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern (gemeinsam mit V. Uhlig). Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Wien, Math.-nat. Kl., Bd. CXV., Abt. I, Dez. 1906. Bericht über Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs, ebenda, CXVII. Bd., Abt. I, 1908. Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns, ebenda, CXVIII. Bd., 1909.

²⁾ Differentiation im Zentralgneis der Hohen Tauern. Zeitschrift für Kristallographie, LVII. Bd. S. 56—57, ferner Differentiationserscheinungen in Zentralgneis der Hohen Tauern. Jahrb. f. Min., Jahrg. 1923, I. Bd. S. 234—238.

festgestellt werden, „in welcher sehr verquetschte, von Harnischen durchzogene, chloritisch-serizitische Schiefer und kleine Schollen von Kalk eingebettet sind“. In dieser Zone treten auch jene Gesteine auf, an welchen Becke den Begriff der Diaphthorese entwickelt hat, welche eine rückschreitende Metamorphose mitgemacht haben, wodurch sie bekanntlich aus ehemals hochkristallinen Gesteinen zu Phylliten oder tonschieferähnlichen Gesteinen deformiert wurden.

Bezüglich der Entstehung des Zentralgneises ist Becke der Ansicht, daß er ein geschiefertes Intrusivgestein sei, „welches die Gesteine der Schieferhülle aufgewölbt, teilweise auch zersprengt und in einzelne Lagen und Schollen zerrissen hat, zwischen die das Intrusivgestein eingedrungen ist“. Größere tektonische Bewegungen, die nach der Intrusion und Metamorphose das Gebiet ergriffen hatten, werden nicht vorausgesetzt. Solche treten erst an der Grenze des „Tauernfensters“ gegen das auflagernde Altkristallin in Erscheinung.¹⁾ Bezüglich der Anordnung der Mineralgemengteile kann betont werden, daß die Gesteine der Hohen Tauern eine Struktur zeigen, in der jeder Mineralkern, jedes Glimmertäfelchen, so liegt, wie es seinerzeit unter dem Wirken der begleitenden Umstände entstanden ist. („Führer“ S. 58.) Nur „der N-Saum des Massivs läßt hier und da mit dem Eintritt hydroxilreicher Minerale (Chlorit, Serizit) kataklastische Strukturen erkennen“ (ebenda, S. 58).

Die Gesteine der Tauern sind, wie Becke erweisen konnte, durch ganz überwiegendes Vorherrschen typischer Kristallisationsschieferung gekennzeichnet. Es wird ermittelt, daß jene dem Zentralgneis am meisten angenäherten, häufig in die Gneise eingebetteten Schieferzonen die stärkste Metamorphose erkennen lassen, während in den höheren Teilen der Schieferhülle eine Abnahme derselben zu konstatieren sei. So zeigen die tieferen und hoch metamorphen Zonen der Schieferhülle Übergänge zur „unteren Tiefenstufe“ Beckes (etwa der mittleren Tiefenzone Grubenmanns entsprechend), während die höher gelegenen Gesteinszonen durch phyllitischen Habitus gekennzeichnet wären. Es erscheint also die kristalline Entwicklung in der Nähe des Intrusivgesteins gefördert. Gneis und Schieferhülle haben nach Becke durch denselben Vorgang ihre Schieferung durch Kristalloblastese erhalten. Es wird angenommen und mit vielen Belegen begründet, daß — im Gegensatz zu Weinschenks Auffassung einer Piezo-Kristallisation — die Kristallisationsschieferung den bereits verfestigten, erstarrten Granit (bzw. Syenit usw.) ergriffen hat, wenngleich vermutet werden kann, daß sich Pressung, Kristallisation und Mineralbildung zeitlich eng an den Akt der Intrusion angeschlossen haben. (Becke-Uhlig, S. 25.) Es wird die Frage aufgeworfen, ob vielleicht die Annahme berechtigt sei, daß als Erzeugerin der Kristallisationsschieferung die vom Intrusivkörper ausgehende Pressung verantwortlich gemacht werden könne, welche auf bereits erstarrten äußeren Teilen des Eruptivkörpers eingewirkt hätte.

¹⁾ Vgl. auch den Abschnitt „Ostrand des lepontinischen Tauernfensters und Zentralgneis“ im Führer zu den geolog. Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Geol. Rundschau 1913, verfaßt von F. Becke (S. 57—64).

Deutlich springt in Beckes Darstellung der Gegensatz zwischen dem durch Kristallisationsblastesegefüge charakterisierten, gewölbeförmig gebauten Gebiet der Hohen Tauern einerseits und dem durch Kataklyse und Diaphthorese gekennzeichneten Altkristallin der Umrandung anderseits in die Augen.

Auf die Hinweise, welche in Beckes grundlegenden petrographischen Werken¹⁾, die ja vielfältige Anhaltspunkte auf Entstehung und Deutung der Tauerngesteine enthalten und daher mittelbar auch für die Erfassung des Ablaufes der tektonischen Vorgänge von Einfluß sind, wird im zweiten Teile meiner Arbeit zurückgegriffen werden müssen.

Über Anregung Beckes hat L. Schurk²⁾ eine petrographisch-chemische Untersuchung der eigentümlichen, isolierten Gneiszone am N-Rand des Hochalpmassivs, des sogenannten Flugkogelgneises, östlich von Gastein durchgeführt, und in Tschermaks Min.-petr. Mitteilungen 1912 hierüber berichtet. Der Flugkogelgneis umfaßt Gesteine, welche im Liegenden kieselsäurereicher, im Hangenden basischer ausgebildet, von Syenit-Granitgneisen zu Flotiten und quarzarmen Dioriten hinüberführen. Nebst ausgeprägter Kristalloblastese lassen sich die Anzeichen deutlicher Kataklyse erkennen. An der unteren und oberen Begrenzung der Flugkogelgneise ist die Schieferung besser ausgeprägt als in den zentralen Partien. Weiters enthält Schurks Mitteilung Darlegungen über die mineralogische Umformung des Gesteins, die zu dessen Metamorphosierung geführt hat.

Gegen Ende des ersten Jahrzehnts dieses Jahrhunderts wendet sich die Erforschung der östlichen Hohen Tauern einer neuartigen Richtung zu. Denn unterdessen hatten V. Uhlig und seine Mitarbeiter sich der von P. Termier auf die östlichen Zentralalpen schon 1903 zum erstenmal übertragenen, tektonischen Auffassungen zu eigen gemacht, welche den Bau der Tauern in das Bild einheitlicher, größerer alpiner Überfaltungsdecken einzuordnen trachten. Die Auffassung Uhligs über das Hochalpmassiv kommt in einem schematisierten Profil, veröffentlicht in den Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft 1900 (S. 478), zum Ausdruck, in welchem diese Gneisgewölbe als zwei nach N (NO) übereinandergelegte Überfaltungen aufgefaßt werden, deren zugehörige Deckfaltenmulde im „Lieser-Fenster“ (Beckes Silbereckscholle) sichtbar sei.

Die petrographisch-geologischen Studien von M. Stark³⁾ über das Sonnblickmassiv stehen bereits unter dem Einfluß dieser Anschauungen. In stratigraphischer Beziehung ergaben die ausgezeichneten Untersuchungen Starks eine Ergänzung der von Becke aufgestellten Schieferhülle-Schichtfolge, indem er an der Grenze der unteren Schieferhülle,

1) „Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer“. 75. Bd. der Denkschriften d. Akademie d. Wissenschaften, Wien, mathem.-naturw. Kl., 1913, S. 1—53. „Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen.“ Denkschriften d. kais. Akademie d. Wissenschaften in Wien, Mathem.-naturw. Kl., Bd. LXXV, S. 153—229.

2) L. Schurk: „Der Flugkogelgneis aus dem Hochalm-Ankogelmassiv“. Tschermaks min. u. petrogr. Mitt., 33. Bd., 1. u. 2. Heft.

3) M. Stark: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet usw. Sitzung d. K. Akad. d. Wiss., Bd. CXXI, Abt. I, Mai 1912.

deren Hangendglied durch den Angertalmarmor gegeben ist, und der oberen Kalkglimmerschieferserie einen weitverbreiteten Horizont dunkler, kohlenstoffreicher Schiefer, den sogenannten Riffelschiefer, feststellen konnte. Der Einfluß tektonischer Bewegungen auf die Ausbildung der Gesteine im kleinen und des Gebirgsbaues der Sonnblickmasse im großen, wird, den früheren Darstellungen gegenüber, stark in den Vordergrund gerückt. Als Zeugnis für die gewaltigen tektonischen Bewegungen, die Gneis und Glimmerschiefer ergriffen haben, wird hervorgehoben: „die mechanische Zertrümmerung und enorme Verschleifung im Gesteinsgewebe, im Bereiche der Grenzfazies der Granitgneise und der Rotwandgneise, die enorme Auswalzung der Gerölleinschlüsse in den Konglomeratgneisen und die Dolomitflatschen in den Marmoren, die Dünn-schichtigkeit der Glimmerschiefer und die papierdünne Ausplättung der Riffelschiefer und schließlich die namhaften Faltungserscheinungen in Gneis und Schieferhülle“, sind alles Erscheinungen, „die nicht verstanden werden können, ohne die Annahme enormer, horizontaler Verschiebungen im Hangendkomplex der Gneise“ (S. 22).

Es wird gefolgert, „daß bei solch gearteten Bewegungen aber auch die ehemalige Schichtfolge in weitem Ausmaß aus ihrer ursprünglichen Lagerung gekommen sei, dies um so mehr, als ja auch der Gneis in ungeahntem Maße an der Faltung teilnimmt“ (S. 23). Die Wiederholung analoger Gesteinsglieder in der unteren und in der oberen Schieferhülle läßt die Vermutung aufkommen, daß es sich hier um zwei übereinandergeschobene Deckensysteme, eine Glimmerschiefergneis- und eine Kalkglimmerschieferdecke handle, über welchen noch eine weitere Decke folge. Es wird auseinandergesetzt, daß vor allem der blättrige, kohlige „Riffelschiefer es sei, auf dem vornehmlich die Schiebungen vor sich gegangen seien“.

Die Entstehung der Schieferung wird nicht in einem fortdauernden Intrusionsdruck, sondern als Wirkung der über den Zentralgneis gleitenden Deckenmassen angesehen. Das tektonische Verhalten des Zentralgneises gegenüber der Schieferhülle lasse sich dahin zusammenfassen, daß sich der Gneis wie ein relativ starrer Kern zu dem wesentlich plastischeren oder schuppigeren Hüllmaterial verhalten habe. „Neben zahllosen, starken, mechanischen Gleit- und Faltungsbewegungen in der Schieferhülle, weniger im Gneis, wirkt noch dabei in hohem Maße fördernd die von Becke stark betonte Kristalloblastese. Allein aber vermag sie den Bewegungstendenzen in der Schieferhülle und Randgneis nicht zu folgen; daher auch noch die Kataklyse im Gneis und in vielen Gliedern der Schieferhülle“ (S. 30). Leider sind Starks Untersuchungen unvollendet geblieben.

Gleichzeitig hat auch L. Kober mit seinen Untersuchungen in dem Zentralgneisgebiet der östlichen Hohen Tauern begonnen und hierüber im Jahre 1912 zwei Berichte veröffentlicht.)¹ Der eine derselben umfaßt

1) Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. Sitzungsberichte d. K. Akad. d. Wiss. in Wien. Mathem.-naturw. Klasse, Bd. CXXI., Abt. I., März 1912. Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung, ebendort Juni 1912.

die Ergebnisse seiner Untersuchungen in der Sonnblickgruppe, der zweite die „Geotektonischen Untersuchungen im Tauernfenster“. Die Überzeugung von der Bedeutung der die Alpentektonik aufklärenden Überfaltungstheorie und die Idee aus regionalen Gesichtspunkten heraus eine befriedigende Deutung auch der Detailerscheinungen im Bau der Tauern ableiten zu können, ziehen sich als roter Faden durch Kobers Publikationen. Dies kommt schon deutlich in der Bemerkung, die er seiner ersten Arbeit voranstellt, zum Ausdruck, wenn er sagt (Sonnblickarbeit, S. 1): „Daher können wir uns über Alter und Bau dieser Zonen nur dann Rechenschaft geben, wenn wir uns auf den schwankenden Boden der Analogie begeben, die Faciesentwicklung, den ganzen stratigraphischen und tektonischen Aufbau vergleichen mit ähnlichen und bekannten Zonen, ein Weg, dem trotz seiner Gefahr die Berechtigung nicht abgesprochen werden kann.“ Gegen die Beschreitung dieses von Kober vorgezeichneten Weges kann, wenn man die von ihm ausdrücklich hervorgehobene Gefahr dieser Methode ständig im Auge behält, gewiß nichts eingewendet werden. Es muß aber dabei immer berücksichtigt werden, daß es sich hierbei nur um einen „schwankenden Boden“ handelt, dessen darauf aufgebaute Ergebnisse eben ganz von der Zuverlässigkeit und Gültigkeit der Vergleichsunterlage abhängen. Bei Änderung der letztgenannten oder bei einem Wechsel in ihrer Bewertung können dann auch die für den Bau der Tauern daraus abgeleiteten Schlußfolgerungen hinfällig werden.

Kober unterscheidet in den vorerwähnten Mitteilungen innerhalb der hier in Frage kommenden lepontinischen Deckenordnung Zentralgneis-, Kalkphyllit und Radstädter Decken. Die Zentralgneisdecken umfassen den Zentralgneis und die ältere Schieferhülle (granatreiche Schiefer), die er zum Teil „für das alte Dach des Granitlakkolithen halten möchte“ (Sonnblickarbeit S. 3), „Kohlige Schiefer und Sandsteine aber könnten nach Analogien mit dem W-Ende der Tauern und einer nicht zu verkennenden Ähnlichkeit im Bau mit der Zone des Piemont wohl karbonisch-permischen Alters sein“ (S. 3). „Kontakterscheinungen“ des Gneises an der Schieferhülle „lassen sich mit Sicherheit nicht nachweisen. Ebenso fehlen quer in die Schieferhülle abgehende Apophysen“ (S. 3). Über der tiefsten Glimmerschieferhülle lagere ein Komplex von Quarziten, Marmoren und schwarzen Kalkphylliten (Beckes Angertalmarmore, Starks Riffelschiefer und Kalkglimmerschiefer), die als karbonisch-mesozoisch angesehen und den Radstädter Gesteinen verglichen werden. Der Bau der Zentralgneisdecken sei durch tektonisch vollkommen passives Verhalten der Zentralgneise gekennzeichnet, was in gegen N vorgetriebenen Gneistauchdecken zum Ausdruck komme. Der Kern der Liegendfalten sei durch Granit und Gneis, die Umhüllung durch eine paläozoisch-mesozoische Decke gebildet. Der Sonnblickkern selbst zerfalle durch Schieferbänder in kleine Teildecken. Es ist „eine unter höchstem Drucke erzwungene Deckentektonik einer mesozoischen und zum Teil auch paläozoischen Schichtserie“ (Sonnblickarbeit S. 7). „Die Kalkphyllitdecken umfassen die höhere Abteilung der lepontinischen Deckenordnung.“ In Übereinstimmung mit E. Sueß und P. Termier wird das der Hauptsache

nach mesozoische Alter der Tauerngesteine, welche mit den Schistes lustrés der Schweiz verglichen werden, auf Grund der faciiellen Analogie, hervorgehoben. „Die scheinbar ruhige, isoklinale Lagerung der Schichten dürfte in Wirklichkeit auf ein System vieler isoklinaler Falten zurückzuführen sein.“ „Die tieferen Abteilungen dieser Deckensysteme können auch als die Stirnpartien der Zentralgneisdecken, die höheren dagegen als Stirnteile eintauchender Radstädter Decken gedeutet werden“ (Sonnblickarbeit S. 8). Die Basis der Kalkphyllitdecke wird nach Kober durch Grüngesteine (Serpentine, Grünschiefer) gebildet. „Die Anordnung dieser Gesteine erweckt lebhaft die Vorstellung, daß sie auf einer großen Dislokationslinie liegen“ (S. 9). Die rückwärts greifende Einfaltung der Kalkphyllitdecke in den Zentralgneis (Ritterkopf, Seidelwinkel) führen Kober zur Auffassung, daß dem primären Deckenbau ein sekundärer Verfaltungsbau gefolgt ist. Die hohe Belastung während der Gebirgsbildung habe es zur Folge gehabt, daß „alle Falten oder Decken vollkommen parallel gepreßt aufeinander ruhen“ (Geotektonische Untersuchungen S. 14). „Die Belastung ist eine so hohe, daß nicht einmal mechanische Breccien entstehen konnten“ (a. a. O. S. 14).

Diese hier kurz skizzierten Gedankengänge hat L. Kober in seiner abschließenden Studie „Das östliche Tauernfenster“¹⁾ in mancher Beziehung erweitert und zu einer Tauernsynthese im Sinne der Deckenüberfaltungslehre ausgebaut. Ich habe über diese Arbeit in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien 1923 unter dem Titel: „Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern“ (S. 89—111), ein ausführliches, kritisches Referat veröffentlicht, auf das verwiesen sei.²⁾ Es sollen hier nur einige Hauptpunkte von Kobers Darstellung hervorgehoben werden.

Die östlichen Hohen Tauern werden von Kober im engen Anschluß an die Schweizer Deckengliederung als penninisches Fenster in einer Umrandung von unter-hochostalpinen Schubmassen aufgefaßt. „Der Zentralgneis ist eine intrakarbonische, variszische Intrusion in ein variszisches Gebirgsstück“ (S. 208). Über das bereits eingeebnete (variszische) Gebirge hätten sich sodann nach Kober penninische Trias und jüngeres Mesozoikum transgredierend abgelagert. „Die höheren Partien des Zentralgneises sind zum Teil basisch differenziert, zum Teil oft mit der unteren Schieferhülle so eng durch hochmetamorphe Glimmerschiefer verbunden, daß eine scharfe Grenze zwischen dem Granitkörper und der Schieferhülle schwer wird. Die Aufprägung dieses petrographischen Übergangs ist die Folge eines gemeinsamen Schicksals der beiden Gesteinszonen durch eine relativ tiefe Einsenkung in die Erdrinde zur Zeit der Deckenbildung und der damit verbundenen Aufprägung dieser gemeinschaftlichen Metamorphose“ (S. 206). Das Alter der Deckenbewegung sei aller Wahrscheinlichkeit nach ein vorgosauisches und in der Schieferhülle seien Trias-Unterkreide enthalten.

¹⁾ Denkschr. d. Akad. d. Wissensch., Wien, Math.-naturw. Klasse, 98. Bd., Wien 1922.

²⁾ Ich halte alle dort gemachten Angaben, einschließlich der Einwände gegen Kober, in vollem Umfang aufrecht.

Innerhalb des Zentralgneisgebietes der Tauern werden nunmehr vier von S nach N (bzw. von SW nach NO) übereinander gewälzte Teildecken unterschieden: 1) die Ankogeldecke, 2) die Hochalmdecke, 3) die Sonnblickdecke, 4) die Modereckdecke. Die trennende Fuge zwischen Hochalm- und Sonnblickdecke bilde die Mallnitzer Mulde; zwischen Sonnblick- und Modereckdecke (= Rote-Wandgneisdecke Starks) die Fleißmulde. Die Ankogel- und Hochalmüberfaltungen seien teils durch die Liesermulde, teils durch die Woigsten- und Seebachzungen, teils durch basische Gesteinszüge voneinander ablösbar. Stellenweise wird ihre Abgrenzung nur hypothetisch, innerhalb des Gneises, gezogen. Die Hochalmdecke zerfalle auf diese Weise in ein viel kleineres westliches Stück und in einen viel ausgedehnteren östlichen Teil, welcher beide nach Kober durch einen schmalen Gneisstreifen, nördlich von Mallnitz, miteinander in Verbindung stünden.¹⁾ Bei den die Gneismassen voneinander trennenden Schieferzonen handle es sich also nicht um einfache, synklinale Einfaltungen, sondern um tiefgreifende Deckfaltenmulden.

Der Ankogel bilde eine Kulmination der penninischen Decken „im Tauernfenster“. Er sei „das stauende Massiv, der Deckenberg, über den die höheren Decken hinübergewälzt wurden“ (S. 234). Nach SW hin, im Mölltale, zeige sich eine Steilstellung in Hochalm-, Sonnblick- und Modereckdecke, welche der Aufrichtung der Wurzelteile der Decken entspreche. „Alles Gebirge über den penninischen Decken ist Deckenland, ist von S gekommen“ (a. a. O. S. 235).

In ähnlicher Weise wie in der Tauernarbeit, aber noch in engerer Anpassung an die gegenwärtige Auffassung der westalpinen Geologen entwickelt Kober seine Gedankengänge in der 1923 erschienenen Studie „Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teils der ostalpinen Zentralzone“²⁾ und in seinem Buch „Über den Bau der Alpen“ (Gebrüder Bornträger, Berlin 1924).

Im Jahre 1920 hatte ich mit meinen geologischen Aufnahmen in den östlichen Hohen Tauern (im Bereich des Goldbergbauggebietes) begonnen. Erst nach dreijähriger Aufnahmestätigkeit entschloß ich mich anschließend an das erwähnte Referat über Kobers „Östliches Tauernfenster“ einige der bisher von mir erzielten Ergebnisse an der Hand von zwei Profilen zu veröffentlichen.³⁾ Etliche allgemeinere Resultate habe ich dann noch vor anderthalb Jahren in einem Berichte über den am Naturforschertage zu Innsbruck im Dezember 1924 gehaltenen Vortrag publiziert. (Geologische Rundschau 1924, Bd. XV, Heft Nr. 4). Die seitherigen Begehungen (1923—1925) haben die Anschauungen, zu denen ich schon vor drei Jahren gelangt war, voll bestätigt. Der Inhalt vorliegender Arbeit ist daher nur eine wesentlich erweiterte und umfassendere Begründung der schon damals gleichsam nur angedeuteten Erklärungsmöglichkeiten. Auf die Erwiderung, welche Kober gegen die von mir geübte Kritik (Verhandlungen der

¹⁾ Welcher aber nicht aufzufinden ist. (Siehe Angabe in meiner Mitteilung in Verh. 1923.)

²⁾ Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., Math.-naturw. Kl. 130. Bd., Wien 1921.

³⁾ Verh. d. Geolog. Bundesanstalt, Wien 1923, Nr. 5/6, S. 89—111.

Geolog. Bundesanstalt 1923, Nr. 9.) vorgebracht hat, gehe ich, soweit es sich um sachliche Momente handelt, in einem Artikel in den Verhandlungen der Geol. Bundesanstalt 1926 näher ein und weise dort deren Unberechtetheit nach.

Das geologische Kartenbild (siehe Taf. I), wie es sich auf Grund meiner Aufnahme ergeben hat, zeigt einige grundlegende Unterschiede von jenem Kobers, von welchem allerdings nur eine Kartenskizze im Maße 1:150.000 vorliegt.

Trotz der eingangs erwähnten Absicht, allgemeinere Fragen des Alpenbaues aus der Erörterung dieser Arbeit auszuschließen, muß ich doch mit einigen Worten auf das vor kurzem erschienene Werk R. Staubs, „Der Bau der Alpen“,¹⁾ zu sprechen kommen, da in demselben auch einige spezielle Bemerkungen über den Bau der östlichen Tauern, erläutert durch mehrere von Staub gezeichnete Profile, enthalten sind. In Staubs Studie wird der Versuch unternommen, nicht nur die großen Züge der Tauerntektonik, wie es Kobers Bestreben war, sondern auch die Einzelzüge des Baues mit der Gliederung des Penninikums in den Westalpen in Vergleich zu setzen. „Es ist uns gelungen,“ sagt er (S. 86), „den Bau des westlichen Penninikums, der in Bünden unter den ostalpinen Massen verschwunden ist, auch in den Tauern wiederzufinden“. Venediger-Hochalmmasse sollen der Monterosadecke (= Tambo-Surettadecke), die höher gelegene Glocknerdecke mit dem Sonnblickmassiv der Dentblanche-Margnadecke, also einer ostalpinen Gesteinsserie entsprechen. Die Ankogeldecke Kobers wird als sekundäre Unterteilung in der Venediger(Hochalm)-masse, die Modereckdecke als sekundäre Abspaltung des Sonnblickkerns aufgefaßt. Als Beweis für die Zugehörigkeit der Sonnblickmasse zur Dentblanchedecke wird die angebliche „petrographische Identität“ der Gesteinstypen, besonders das Vorhandensein der „Valpellinserie“ im Sonnblickmassiv, die Staub hier wiedererkennen möchte, herangezogen. Das Kristallin der Modereckdecke soll der Malojaserie, die Kalke im Hangenden der ersteren der Fexer Trias entsprechen. Es wird sogar nach petrographischen Merkmalen allein eine Detailgliederung der kalkigen Schichtfolge über dem „Modereckgneis“ (am Stanziwurten) gegeben und darin Triasquarzit, anisische, ladinische, karnische und norische Stufe festgestellt! Es soll nach der Ansicht Staubs bis in die Einzelheiten hinein eine vollkommene Identität der Gesteine der östlichen Tauern mit jenen der penninischen Teildecken zu konstatieren sein, kurz eine geradezu ideale Übereinstimmung in Bau und Schichtfolge bestehen.

Der große Eifer, mit dem Staub an die Lösung der Alpenprobleme herantritt und die Begeisterung, die aus seiner Darstellungsweise spricht, muß sicherlich rühmend anerkannt werden. Anders muß die Beurteilung vom nüchternen Standpunkt wissenschaftlicher Kritik ausfallen! Die flüchtige Kenntnis, die Staub von dem Gebiete der östlichen Tauern hatte und eine Verallgemeinerung und Übertragung seiner Anschauungen auf den Bau der Tauern hat vielfach direkt zu unrichtigen und den

¹⁾ Bern 1924. In Kommission bei A. Francke A. G. in „Beiträge zur Geolog-Karte der Schweiz“, Neue Folge, 52. Lieferung.

vorliegenden Kenntnissen gegenüber rückschrittlichen Auffassungen geführt. Die Proben, die Staub gerade aus dem von mir näher untersuchten Sonnblickgebiet anführt, und die Deutung, die er den Erscheinungen hier zugrunde legt, können einer kritischen Beurteilung an dem Befund im Gebirge nicht standhalten.

Lagerungsverhältnisse derart, wie sie Staub in seinem Werke auf Fig. 22 vom Sonnblick angibt, gibt es dort nicht. Seine Darstellung des Baues ist um so befremdender, als ihm ja meine zwei Jahre vorher veröffentlichte, mit Profilen versehene Mitteilung über den Sonnblick vorlag, auf welche er — abgesehen von einer Anführung im Literaturverzeichnis — keinen Bezug nimmt. Dafür konnte Staub, wie er auf S. 88 angibt, auf dem ersten Blick von der Riffelscharte aus schon die vollkommene Analogie mit dem Bau des Engadins erkennen!

Seine Bemerkungen über Lagerung, Zusammensetzung der Schiefer, Unterschiede in der Metamorphose usw. sind meiner Ansicht nach vollkommen von Analogieschlüssen beherrscht und zum Teil sicher unrichtig. Wenn Staub erklärt, daß die jenseits des Goldbergbaches auftretende Glimmerschieferzone, die er als Valpellinserie anspricht, sich in ihrer Metamorphose himmelweit von den Schiefergesteinen beim (benachbarten) Knappenhaus entferne, so ist dies auf Grund meiner Beobachtungen unberechtigt.¹⁾ Vielmehr läßt sich feststellen, daß ganz analoge Gesteine im Sonnblick auch in höheren Komplexen und, in weiter Verbreitung, in der (nach Staub tektonisch tiefer gelegenen) Hochalmmasse auftreten. Sie bilden daher nicht das Charakteristikum eines bestimmten, von Staub mit der Valpellinserie identifizierten tektonischen Niveaus. Ebenso unhaltbar ist die Identifizierung der Modereckgneismasse mit den altkristallinen Paragneisen der Malojaserie. Sie bedeutet einen Rückschritt gegenüber den auch petrographisch begründeten Ergebnissen Starks und auch gegenüber der Auffassung Kobers, welche gezeigt haben, daß es sich hier um typische, den Zentralgneisen zugehörige Orthogneise handelt, die ihren abweichenden Habitus im wesentlichen durch ihre starken, mechanischen Deformationen²⁾ erfahren haben.

Diese etwas scharf gehaltenen Ausführungen sollen nicht den Zweck haben, an und für sich das Bestreben westalpiner Forscher, ihre Erfahrungen auch auf die Ostalpen auszudehnen, zu bekritteln. Im Gegenteil möchte mir eine solche Zusammenarbeit auch im Bereiche unserer Ostalpen sehr vorteilhaft erscheinen, wenn nur das Bestreben erkennbar wäre, in die auf reichem Erfahrungsschatz beruhenden Gedankengänge der überwiegenden Mehrzahl ostalpiner Geologen näher einzugehen. Die Gedankengänge und Auffassungen von B. Sander, W. Hammer, F. Trauth, R. Schwinner, W. Schmidt, F. Heritsch, H. Mohr u. a., die sich sämtlich eingehender mit den Zentralalpen beschäftigt haben, enthalten, ungeachtet der noch bestehenden Meinungsverschiedenheiten, eine Fülle auf dem Boden der Ostalpen gewonnener Beobachtungs-

¹⁾ Daher sind auch die darauf gegründeten weiteren Analogieschlüsse hinfällig.

²⁾ Daher auch die grünliche serizitische Färbung dieser Orthogneise, die Staub zur Auffassung der Paranatur dieser Gesteine verleitet hat, trotz der eingehenden, gerade diesen Gesteinen durch Stark gewidmeten petrotektonischen Studien!

erkenntnisse, daß ein einfaches Übergehen derselben oder ein nur rein förmliches Zitieren der Autoren ohne tieferes Eindringen in ihre Auffassungen zu keiner fruchtbringenden Synthese des Ostalpenbaues führen kann.

Der Fortschritt in der Wissenschaft erfolgt aber nicht durch Worte. Daher verzichte ich auf eine Zurückweisung von Staubs Wunsch: „Mögen sie (die Hohen Tauern) das Licht der Erkenntnis über den wahren Bau des Alpengebirges bald auch in österreichischen Landen verbreiten“ (S. 86). Daß der Bau der östlichen Tauern noch, meiner und manch anderer ostalpinen Geologen Meinung nach, ganz andere Probleme enthält, als wie sie Staub vorschweben, und daß hiefür noch andere Lösungsmöglichkeiten in Betracht gezogen werden müssen, wird sich aus meinen nachfolgenden Darlegungen ergeben, die auf eingehender Beachtung der lokalgeologischen Erscheinungen und der petrotektonischen Verhältnisse beruhen. Es erscheint mir die Darlegung der auf dem Boden der Naturbeobachtung erwachsenen Gesichtspunkte von größerer Bedeutung zu sein, als die problematische Übertragung einer Deckensystematik aus fernen Gebieten. Einen ähnlichen Standpunkt, wie ich ihn hier zum Ausdruck bringe, hat schon B. Sander in seinen dem Tauernwestende gewidmeten Arbeiten eingenommen.

Es sei mir gestattet, an dieser Stelle dem Herrn Hofrat Dr. Friedrich Becke, mit dem ich im Jahre 1923 gemeinsame Touren in den östlichen Tauern zu unternehmen die Freude hatte, ferner Herrn Hofrat Georg Geyer und Herrn Oberhergrat Dr. Wilhelm Hammer, die mich in ihrer Eigenschaft als Direktoren der Geologischen Bundesanstalt, ersterer in den Jahren 1921, 1922 und 1923, letzterer im Jahre 1925 in meinem Aufnahmegebiete in den Tauern besucht hatten, meinen ergehenen Dank für manche freundliche Mitteilung aus dem reichen Schatze ihrer Erfahrung und für ihr Interesse an meinen Studien zum Ausdruck zu bringen. Meine Aufnahme wurde ferner durch weitgehendes Entgegenkommen der Bergdirektion „Gewerkschaft Radhausberg“ in Bockstein durch Gewährung von Unterkunft usw. gefördert. Insbesondere möchte ich aber der großen Anteilnahme, welche Herr Bergdirektor Oberberggrat Dr. Ing. Karl Imhof meinen Arbeiten die ganzen Jahre hindurch entgegengebracht hat, dankbar gedenken. Für eine Einführung in die montangeologischen Verhältnisse des Goldbergbaugebietes bin ich meinem lieben Freunde, Herrn Bergingenieur G. Hießleitner, Korrespondenten der Geologischen Bundesanstalt, der in meinem ersten Aufnahmejahre (1920) Betriebsleiter im Goldbergbau „Naßfeld“ gewesen ist, zu Dank verpflichtet. Bei der petrographischen Untersuchung, über die ja erst im 2. Teil dieser Studie — in einem für die Fragen der Petrotektonik nötigen Ausmaße — berichtet werden wird, hatte ich mich der freundlichen Unterstützung vom Herrn Assistenten Dr. F. Köhler zu erfreuen, für die ich hier meinen besten Dank zum Ausdruck bringe.

B. Kurzer Überblick über den Aufbau der östlichen Hohen Tauern.

Zum leichteren Verständnis der nachfolgenden Erörterungen sei ein ganz kurzer Überblick über den Bau der östlichen Hohen Tauern vor-

angestellt. Als östliche Hohe Tauern kann man den von Zentralgneis und Schieferhülle aufgebauten, nach der herrschenden, deckentheoretischen Auffassung meist als „penninisch“ bezeichneten Gesteinskomplex zusammenfassen, welcher im S von den alkristallinen Gesteinen der Schobergruppe, im O von den Granatglimmerschiefern der Bundschuhmasse, im NO von der Radstädter Trias und ihren Begleitgesteinen, im N von den „Klammkalken“, bzw. von der Grauwackenzone umrandet wird. Gegen W hin steht der Raum der östlichen Hohen Tauern mit jenem des Gneiskernes der Granatspitzgruppe¹⁾ durch eine tiefere Schieferhülleneinmündung im Zusammenhang.

Innerhalb des so umgrenzten Raumes wölben sich zwei große Gneiskerne empor: das viel ausgedehntere Hochalmmassiv im O und das kleinere Sonnblickmassiv im SW. Eine ausgeprägte, NW—SO streichende Schieferzone, die Mallnitzer Mulde, trennt die beiden Massive. Beide Gneiskerne erscheinen ferner in sich selbst durch das tiefere Eingreifen von Schieferzungen in die Orthogneise hinein, besonders randlich, in einzelne größere Lappen ausgefranst.

So dringen in den Westteil der Hochalmmasse von Süden her die sogenannte Woigstenzunge (in NNW-Richtung) und die Seebachzunge (in NNO-Richtung) in das Innere der Gneise ein. Im Nordostteil der Hochalmmasse ist es die sogenannte Silbereckscholle (F. Becke) oder Liesermulde (Uhlig, Kober), welche eine ausgedehntere, nordöstliche Randpartie (den Mureckgneis) vom Hauptteil des Zentralgneiskörpers abtrennt. Dazu kommen noch zahlreiche kleinere, durch Schieferzungen von der Hauptmasse abgelöste Gneislamellen, wie die Flugkogelgneise östlich und die Eckelgrubengneise (Becke) westlich des Gasteiner Tales, die an der Nord-, bzw. Nordwestabdachung des Eruptivkörpers auftreten.

In der Sonnblickmasse zeigen sich ganz analoge Erscheinungen. Insbesondere erscheint vom Eruptivkörper an seinem Südwestabfall durch das Eingreifen der Fleißzone (Fleißmulde Kobers) die schwächere, aber lang anhaltende Rote-Wand-Gneisplatte (Kobers Modereckdecke) abgespalten. In ähnlicher Weise sind im Nordostteil des Sonnblickmassivs Schieferzungen erkennbar, die ziemlich tief in den Eruptivkörper eindringen und hiedurch die Ablösung mächtigerer Gneislagen von der Hauptmasse bedingen. In der Literatur erscheint besonders die äußere (mehr gegen NO gelegene) dieser Gneisabspaltungen, der Neubaugneis, erwähnt (Vgl. Fig. 1 auf Taf. VI.)

Die tiefgreifende, Gneis- und Schieferhülle mehr oder minder gleichmäßig überziehende Metamorphose, die eigentümliche, scheinbar kuppelförmige Lagerung der Gesteinsmassen und die vielfach erkennbaren, fließenden Bewegungsformen der Gesteine lassen den Bereich der Hohen Tauern als eine Besonderheit in den östlichen Zentralalpen erscheinen. Die Deckentheorie trägt bekanntlich dieser Eigenart der Tauern durch die Annahme eines fensterartigen Auftauchens penninischer Gesteinsglieder innerhalb der ostalpinen Umrahmung Rechnung.

II. Gliederung der Gneis- und Schieferhüllmassen des westlichen Hochalm- und des Sonnblickmassivs.

A. Intrusionsverband und Deckfaltenmechanismus.

Wenn man unbefangen die Auffassungen überblickt, die bisher über den Bau der östlichen Hohen Tauern veröffentlicht wurden, so erkennt

¹⁾ Über letztere hat F. Köhl jüngst in zwei Arbeiten berichtet, auf die in II. Teil Bezug genommen werden soll (Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 1924, 1925).

man deutlich das Ringen zweier Erklärungsprinzipien: das eine von Löwl (im Granatspitzkern), von Berwerth und Becke (in der Hochalmmasse) verfochtene, möchte die Gebirgsgestaltung im wesentlichen auf das Eindringen intrusiver Massen, deren primärer Lagerungsverband auch noch für die gegenwärtige Anordnung des Gebirgsbaues als maßgebend erachtet wird, zurückführen. Das andere Erklärungsprinzip von Termier, Uhlig, Stark, Kober, Ampferer und Staub vertreten, will die heutige Gebirgsstruktur ausschließlich aus dem Wirken tektonischer Kräfte erklären und deutet die Lagebeziehungen zwischen Gneis und Hülle durch eine weitgehende, zum Teil aus weiter Ferne übereinandergetürmte Überfaltung der Gesteinsmassen. Keine der bisher geäußerten Auffassungen der tektonischen Richtung geht aber in dieser Hinsicht so weit, wie jene Staubs,¹⁾ welche voraussetzt, daß sogar die einzelnen Teilelemente der Zentralgneissmassive, durch gleiche oder ähnliche petrographische Beschaffenheit charakterisiert, sich durch Ost- und Westalpen, gleichsam als fortlaufende Führungsbänder der Tektonik verfolgen lassen sollen. Nach den meisten der letztgenannten Autoren könnte — in konsequenter Verfolgung ihrer Anschauungen — kaum erwartet werden, daß von jenem Lagerungsbild, wie es im Gefolge der Intrusion entstanden ist, noch zusammenhängende Teile wahrzunehmen wären. Die großen Deckenbewegungen hätten alles vollkommen vernichten müssen.

In neuester Zeit wurden aber auch bezüglich der Tauern Ansichten ausgesprochen, welche eine Abkehr von der rein tektonischen Richtung gedeutet werden können. So sagt Schwinner in seiner Studie über die Niederen Tauern:²⁾ „Die ursprüngliche Erscheinungsform granitischer Massen ist der flach gelagerte Kuchen oder Fladen, konkordant aufblättern oder diskordant durchgreifend . . . Die Gebirgsfaltung walzt den Fladen zur Linse aus, stellt ihn schief und rückt die Linsen eines Schwarmes aneinander . . . Derart kann mit mäßigem Aufwand der Eindruck gewaltiger Tauchfalten erzielt werden“ (S. 37).

Eine von F. Kossmat jüngst über die Entstehung der Tauern geäußerte Ansicht³⁾ rückt ebenfalls die Bedeutung der Intrusionsvorgänge für das geologische Gebirgsbild stark in den Vordergrund. Hiebei wird an ein zeitliches Ineinandergreifen von magmatischer Intrusion und Gebirgsbildung gedacht, wobei noch ein Überdauern der Tektonik über erstere in Rücksicht gezogen wird.

Diese von erfahrenen, alpinen Geologen ausgesprochenen Vorbehalte gegen eine rein tektonische Deutung des Tauernbaues erhalten durch ihre Übereinstimmung mit den Bedenken hervorragender Petrographen (Becke) noch mehr Gewicht. Wie verträgt sich die vielfach von den Petrographen geschilderte, deutlich durchschimmernde, primäre Lagebeziehung der Zentralgneise vermittels ihrer aplitisch-lamprophyrischen Randzonen zu der Schieferhülle mit der Annahme vollkommener,

1) Loc. cit.

2) Geol. Rundschau 1923, 14. Bd., S. 26.

3) Die Beziehung des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik. Geol. Rundschau, 15. Bd., 1924, S. 255.

tektonischer Lösung aller ursprünglichen Verbände und mit der Umformung der Gesteine zu Deckfalten? Eine Antwort auf diese Frage kann meiner Meinung nach nur durch darauf gerichtete Untersuchungen in den Tauern selbst gewonnen werden.

B. Der Zentralgneis der westlichen Hochalmmasse.

Das Hochalmmassiv erscheint nach den Studien von Becke u. a. aus einer Anzahl von Gesteinsvarietäten zusammengefügt, die, sämtlich der pazifischen Magmenprovinz angehörig, im wesentlichen der Reihe Forellengneis, Granitgneis, Tonalitgneis bis zu den Gesteinen der basischen Randzone angehören und eine kieselsäureärmere Abzweigung aufweisen, die über Syenitgranitgneise und Syenitgneise zu Floititen hinüberführt. Den Geologen interessiert besonders die Frage, welche Bedeutung dem Erscheinen dieser verschiedenen Abarten zukommt. Es könnte sich um Differentiationen in der bereits emporgedrungenen Magmamasse handeln, es könnten altersverschiedene, wenn auch einer großen Eruptionsphase zugehörige Intrusionen vorliegen und es wäre schließlich die Möglichkeit gegeben, daß die einzelnen, petrographisch individualisierten Massen tektonisch selbständigen Gliedern (etwa einzelnen Tauchfalten) entsprechen. Wenn auch meine bisherigen Studien nicht eine restlose Aufklärung dieser Frage ergeben haben, so haben sich doch einige wichtige Anhaltspunkte gewinnen lassen, die zur Beurteilung der Sachlage von Bedeutung sein dürften.

In einem Querschnitt, den man aus dem Kernteil der westlichen Hochalmmasse in westlicher Richtung etwa vom unteren Anlauf tale, der Naßfelder Ache entlang, bis an die Gehänge des Scharecks zieht, kann man folgende Aufeinanderfolge von Gesteinsmassen unterscheiden (Taf. VI, Fig. 1):

Im unteren Anlauf tale bilden *a*) die besonders kieselsäurereichen, charakteristischen Forellengneise das Liegende des Gneiskörpers. Sie setzen auch einen guten Teil der Felsumrahmung des kesselartigen (unteren) Hierkargrabens zusammen, welcher unmittelbar beim Nordportal des Tauerntunnels in den Nordostabfall des Kreuzkogelmassivs einkerbt. Die Forellengneise sinken gegen Bockstein mit flachem, gegen WNW gerichteten Einfallen ab. Die höchsten Lagen dieser, durch elliptische Muskovitfasern gekennzeichneten Gesteine sind noch unmittelbar südlich von Bockstein an den Felsen, welche die Straße ins Naßfeld im ersten Anstieg überwindet, sichtbar. Sie werden hier aber bereits (schon in der Schlucht unterhalb der Evianquelle) von einem durch das Fehlen der „Forellenaugen“ gekennzeichneten Komplex *b*) porphyrischer Granitgneise überlagert. Diese durch ausgewalzte, basische Schlieren ausgezeichneten Gesteine sind an den kleinen Felswänden an der linken Talseite (gegenüber der Evianquelle) an mehreren Stellen bequem zugänglich. Diese Bänke sinken flach gegen NW ab. Die gleichartigen Gesteine halten im Tal der Naßfelder Ache noch etwa einen Kilometer gegen W hin an. Dann setzt — deutlich am linken Ufer der Ache aufgeschlossen — unvermittelt der Komplex der *c*) Syenitgneise (Syenitgranitgneise) mit seinen verschiedenen Varietäten ein, welcher 3·5 km talaufwärts bis über den Kesselfall, Schleierfall und Bärenfall hinaus anhält.

An der Grenze zwischen Syenitgneisen und liegenden porphyrischen Granitgneisen zieht eine im Tale der Naßfelder Ache schon sehr schmale Zone von Schiefeln durch, die den äußersten Ausläufer, der sogenannten Woigstenzunge bildet. Die Kontaktverhältnisse an dieser Stelle werden uns noch eingehender beschäftigen.

Erst knapp vor Erreichung des breiten Talkessels des Naßfeldes ändert sich abermals das Gesteinsbild. Mit einem mächtigen Band heller Aplite setzt eine Masse von *d*) porphyrischen Granitgneisen ein, welche in einer Mächtigkeit von beträchtlich über 1000 *m* die Hänge des Kolmkahrsptizes und den Sockel des Hohen Scharecks (3131 *m*) zusammensetzt.

Die Untersuchung zeigte, daß diese vier Komplexe: *a*) die Forellengneise, *b*) die porphyrischen Granitgneise, *c*) die Syenitgneise und Syenitgranitgneise, *d*) die mächtigen hangenden porphyrischen Granitgneise in sich mehr oder minder einheitliche Gesteinskörper darstellen, die scharf gegeneinander abgesetzt sind. Ein Beispiel möge dies belegen: So typisch und reichlich im Engtal der Naßfelder Ache die durch Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende charakterisierten Syenitgneise entwickelt sind, so findet man oberhalb der durch den Aplit gekennzeichneten Grenze, innerhalb der porphyrischen Granitgneise, auch nicht eine einzige Einschaltung der vorgenannten Gesteine. Und doch sind die Aufschlüsse gerade hier besonders günstige, indem der Imhofunterbau des Goldbergwerkes in der Siglitz auf eine Distanz von über 2·2 *km* in diesen Gesteinen vorgetrieben ist. Desgleichen habe ich das Auftreten von Forellengneisen weder im Bereiche der Syenitgneise noch auch der Granitgneise beobachten können. Doch scheinen die Verhältnisse bei Böckstein dafür zu sprechen, daß sich die unteren porphyrischen Granitgneise hier aus den Forellengneisen heraus entwickeln. Die beiden Hauptgesteinstypen der westlichen Hochalmmasse, die basischen Syenit- und Syenitgranitgneise einerseits und die porphyrischen Granitgneise andererseits sind also keine durch Übergänge und Wechsellagerung verknüpfte, im Erstarrungsraum erfolgte partielle Differenzierungen ein und derselben Intrusion, sondern entsprechen offenbar petrographisch und geologisch individualisierten, vermutlich nicht völlig gleichaltrigen Teilen des großen Intrusionskörpers.

Die Aufschlüsse zwischen Straubingerhütte und Böckstein im unteren Tale der Naßfelder Ache. Für die Deutung der gegenseitigen Verhältnisse von Syenitgneis und liegendem porphyrischen Granitgneis erwies sich ein Aufschluß von besonderer Wichtigkeit, den ich im Tal der unteren Naßfelder Ache an der Grenze beider Gesteinskörper auffand. Er ist auf Fig. 1 abgebildet. Hier wird der typische grobporphyrische Granitgneis von einer 1 *m* bis 1·5 *m* mächtigen Lage eines reinen, hellen Aplites überlagert, welcher die Grenze des Gesteines gegen eine auflagernde, schmale Zone von Glimmerschiefer bildet. Der Aplit steht mit dem hangenden Glimmerschiefer noch in durchaus primärem Verbande. Irgendwelche Anzeichen für das Durchziehen einer nennenswerten Störung — etwa einer Schubfläche — liegen nicht vor. Es obliegt keinem Zweifel, daß hier noch der ursprüngliche Kontakt des Granitgneises in Form einer aplitischen Randzone entwickelt ist.

Das Schieferband wird seinerseits im Hangenden von typischen Syenitgneisen mit schönen Hornblende-Pseudomorphosen überdeckt. Die Grenze der Syenitgneise gegen die stark injizierte, von Aplitudern durchsetzte Glimmerschieferlage ist eine unscharfe. Die auf der linken Seite des dargestellten Aufschlusses einige Meter mächtige Schieferlage löst sich nach rechts fast völlig auf, indem nur ein ganz schmaler Streifen vergneister Schiefer die Grenze zwischen dem Aplit des Granitgneises und den auflagernden Syenitgneisen markiert. Zungenartig greift ebenfalls ein unscharf abzugrenzendes Schieferband auf einige Meter weit in den Syenitgneis selbst ein. Nach dieser Sachlage kann es sich hier nur um einen primären Intrusions- und Aufschmelzungskontakt des Syenits an dem Glimmerschiefer seiner Basis handeln. Auf Taf. VII, Fig. 3 ist ein Handstück abgebildet, welches von der Grenze des Syenitgneises gegen den Glimmerschiefer stammt. An demselben ist das Eindringen des Syenits in den Glimmerschiefer, unter Aufblättern von dessen Schichtlagen, ersichtlich. Das Magma erscheint hier zwischen die Schieferlamellen eingepreßt. Der Schiefer hatte also, was ja an und für sich wahrscheinlich ist, schon zur Zeit der Syenitintrusion eine Gefügestruktur (Tonschiefer oder Phyllitlagenbau), in welche das Magma aufblättern und eindringen konnte. Die später darüber hinweggehende Kristallisations-schieferung, die Tauerngneis und Schieferhülle gemeinsam ergriffen hat, hat sich, wie das Stück zeigt, auch hier dem Gestein auf geprägt und dabei die alten Strukturlinien des Schiefers schräg überschnitten.

Diese Aufschlüsse im unteren Naßfelder Achenal sind bei dem Fehlen irgendwelcher durchgreifender, tektonischer Beeinflussung und bei der primär intrusiven Verzahnung von Gneis und Schieferhülle ein Beweis dafür, daß die hangenden Syenitgneise und die liegenden Granitgneise im wesentlichen noch so zueinander liegen, wie sie bei der Intrusion entstanden waren. Das die beiden trennende

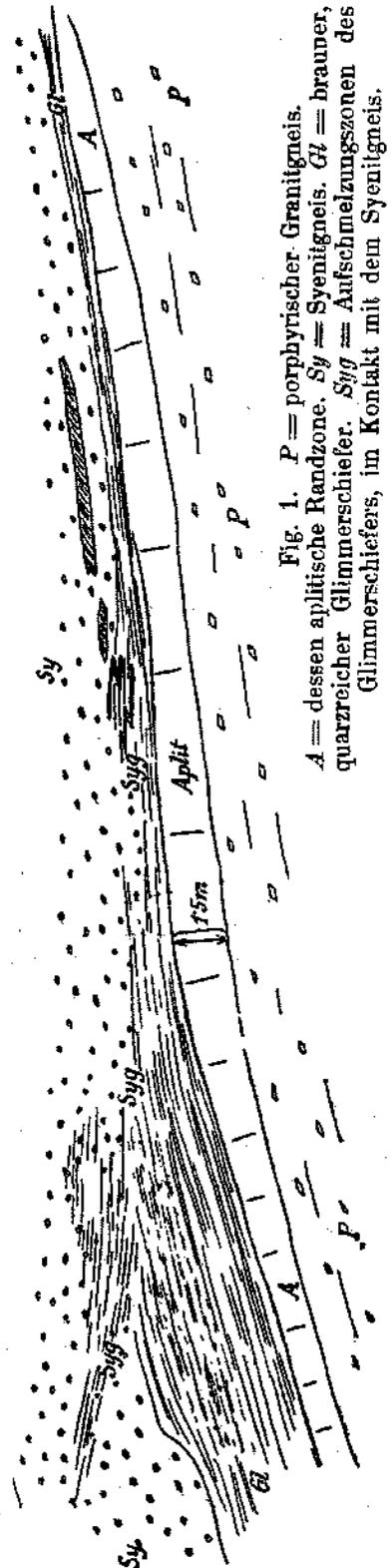


Fig. 1. P = porphyrischer Granitgneis.

A = dessen aplitische Randzone. Sy = Syenitgneis. Gl = brauner, quarzreicher Glimmerschiefer. Syg = Aufschmelzungszonen des Glimmerschiefers, im Kontakt mit dem Syenitgneis.

Schieferband, das einem Ausläufer der weiter gegen Süden viel mächtiger werdenden Woigstenzunge entspricht, ist sonach mit Berwerth und Becke als ein Teil der ursprünglichen, beide Intrusionskörper trennenden Sedimentzone aufzufassen.

In der streichenden Fortsetzung gegen SSO konnte ich die Grenze zwischen den liegenden, porphyrischen Granitgneisen und den hangenden Syenitgneisen am Mallnitzriedel (südöstlich des Kreuzkogels) beobachten. Sie liegt hier über 2200 *m*. Die Woigstenschiefer sind dort etwa 80 *m* mächtig. Auch hier konnte beobachtet werden, daß weder an der Liegendgrenze noch im Hangenden der Schiefer eine durch jüngere, tektonische Bewegungen gekennzeichnete Grenzstörung vorliegt. Der Syenitgneis erscheint mit dem Glimmerschiefer durch das Übergreifen der Schieferung aus dem Gneis in den letzteren (bei dem Fehlen einer Bewegungszone) gewissermaßen vernietet. An der unteren Grenze des Glimmerschiefers gegen den Gneis stellen sich Lagen mit Knötchen von Albit-Porphroblasten ein. Dieser Umstand, welcher wohl für einen Stoffaustausch in der Grenzzone zwischen Gneis und Schiefer während der Metamorphose spricht, läßt schließen, daß keine größeren Bewegungen sich — mindestens seither — an der Grenze der beiden Komplexe abgespielt haben.

Die Hangendgrenze der Syenitgneismasse. An den Felsanschnitten in den Lawinengalerien, welche im obersten Teil der Naßfelder Straße sichtbar sind, ist noch der Syenitgneis in typischer Entwicklung erschlossen. Kaum hundert Meter nördlich der Brücke über die Ache, (am Beginn des Naßfelder Talkessels) bildet, wie erwähnt, eine mächtigere Lage von hellem Aplit die Grenze gegen die auflagernden Granitgneise. Es kann vermutet werden, daß diese Aplitzone als Randfazies zu den auflagernden (höheren) Granitgneisen gehört, welche zum guten Teil die Umrahmung des Naßfelder Kessels bilden. Auch hier liegen also keine Anzeichen für eine tektonische Begrenzung der beiden Gesteinskörper vor.

Der hangende Granitgneis, der im Profil des Siglitztales, (westlicher Seitenast des Naßfelder Beckens) und nördlich davon am Kolmkahr, Silberpfennig und Ortbergfelsen Mächtigkeiten über 1000 *m* aufweist, zeigt nach meinen Aufnahmen gegen S hin ein rasches Auskeilen. Bei der Schmaranzelhütte, am S-Ende des Naßfeldes, ist er noch etwa 50 *m* mächtig, südlich davon bald nur mehr 20 *m*, um auf eine Distanz von etwa 1 *km* (unter dem Ostende Höllkahr) vollständig zwischen der Schieferhülle auszukeilen. Hier schiebt sich also zwischen den gegen O ausspitzenden Granitgneis und den emportäuchenden, liegenden Syenitgneis, der unmittelbar südlich der Schmaranzelhütte und am bekannten Touristenweg (vom Naßfeld zum Tauernhaus) ansteht, eine Zone dunkler, unterer Glimmerschiefer mit schwarzen Quarziten ein. Sie enthält ein dünnes Band von Granitgneis eingeschaltet (siehe Fig. 2). Im Aufstieg gegen Mallnitz verschmilzt, infolge des Auskeilens der Granitgneise, die obere Hauptmasse der Schieferhülle mit dem tieferen Bande, und der Syenitgneis tritt daher unmittelbar mit ersterer in Berührung. Das rasche Auskeilen der Granitgneismassen von dem Raume der Siglitz,

wo sie noch über 1000 m Mächtigkeit aufweisen, auf eine Distanz von 4 km bis zu ihrem völligem Aussetzen wird im wesentlichen als Primärerscheinung zu deuten sein. Denn angesichts der Tatsache, daß die einzelnen Lagen der Schieferhülle in gleicher oder ähnlicher Folge aus der Mallnitzer Gegend bis in die Rauris hinüberziehen, wäre es unwahrscheinlich, daß die liegenden Granitgneise durch tektonische Abquetschung ihre Mächtigkeitsdifferenzen erhalten haben sollten; um so mehr, als der Grenze des Granitgneiskörpers entlang, im Naßfelde, die Anzeichen besonders starker, mechanischer Einwirkung fehlen. Im

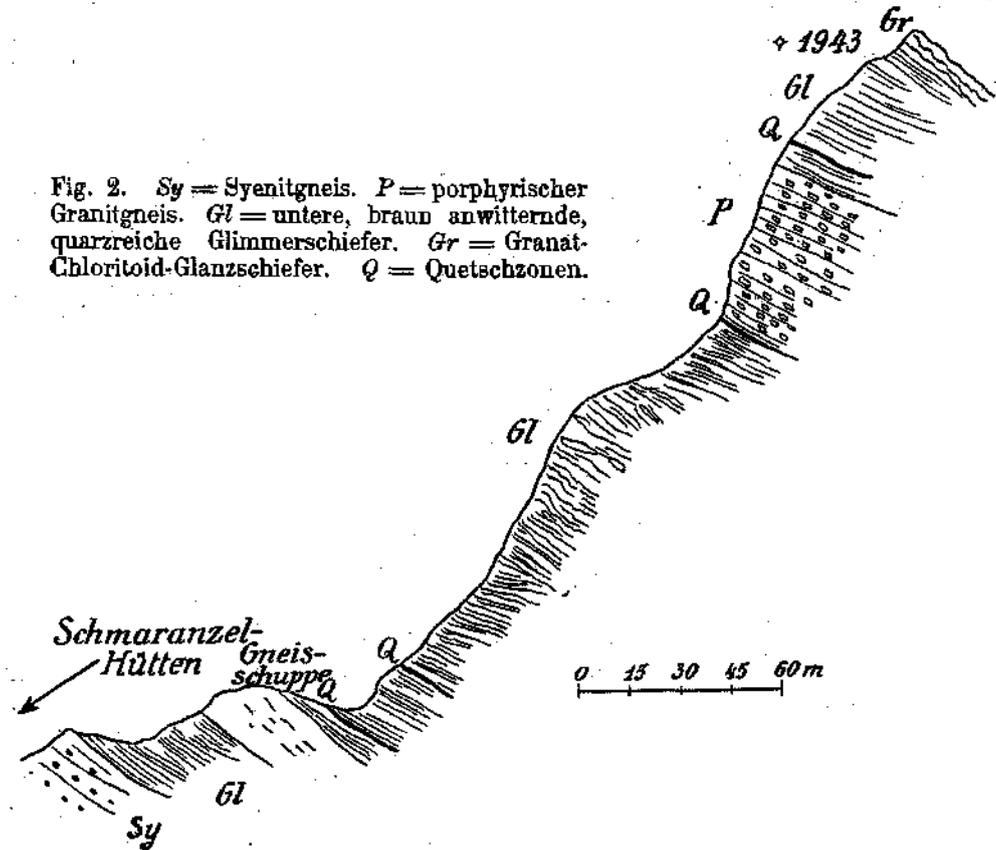


Fig. 2. Sy = Syenitgneis. P = porphyrischer Granitgneis. Gl = untere, braun anwitternde, quarzreiche Glimmerschiefer. Gr = Granat-Chloritoid-Glanzschiefer. Q = Quetschzonen.

großen und ganzen dürfte daher in dem linsenförmigen Auskeilen der Granitgneise gegen S hin das Abbild der primären Intrusionslagerung vorliegen.

Andererseits ist es nicht zu verkennen, daß die Aufschlüsse im Naßfelder Kessel — wie nicht anders zu erwarten — auch den Einfluß jüngerer tektonischer Einwirkungen auf den Gneis erkennen lassen. Die Glimmerschiefer im Hintergrunde des Naßfeldes zwischen Syenitgneis und Granitgneis sind stark gefaltet und verschoben und die Granitgneise in ihrem tieferen Teile stärker verschiefert und mit Augengneisstruktur versehen. Hier haben sich offenbar größere Differentialbewegungen an der Grenze von Gneis und Schieferhülle vollzogen, welchen vielleicht auch die Einschaltung des kleinen, früher erwähnten Gneisbandes inmitten der Schieferhülle zuzuschreiben ist. Der alte

Intrusionskontakt ist hier durch jüngere tektonische Bewegungen überarbeitet worden.

Über die Bedeutung der Hangendgrenze der Granitgneislinie des westlichen, oberen Teils der Hochalmmasse wird später im II. Teil eingehender zu sprechen sein, wo auch eine Erklärung für das Auftreten einzelner, noch darüber gelegener Gneislamellen in der Schieferhülle zu geben versucht werden wird.

Aus den hier dargelegten Beobachtungsverhältnissen kann der Schluß gezogen werden, daß die westliche Hochalmmasse aus wenigstens zwei, vermutlich etwas altersverschiedenen Intrusionen zusammengesetzt ist. Ein Komplex von Syeniten und Syenitgraniten drang, anscheinend zuerst, in die Glimmerschiefer der unteren Schieferhülle ein und erscheint — nach den Aufschlüssen im Tal der unteren Naßfelder Ache zu urteilen — durch einen Aufschmelzungskontakt mit letzterer verknüpft. Vermutlich etwas später erfolgte die Intrusion kieselsäurereicherer Gesteine, wobei das granitische Magma teils über dem Syenitgneis — wohl dessen obere Begrenzungsfläche als Intrusionsfuge benützend —, teils unter demselben in die unterlagernden Schiefer hinein (= Woigstenschiefer) injiziert wurde. Die Forellengneise des unteren Anlaufales stellen vielleicht einen jüngsten, besonders kieselsäurereichen Nachschub dieser Phase dar.¹⁾ Das granitische Magma grenzt sich mit Apliten gegen die Schiefer, bzw. die Syenitgneise ab.²⁾ Für die Annahme Kobers, daß sich innerhalb der westlichen Hochalmmasse, und zwar der Woigstenzungen entlang, eine grundlegende tektonische Trennungslinie befinde, welche seine „Hochalmdecke“ von seiner „Ankogeldecke“ scheiden würde, haben sich somit in den Beobachtungen keine Anhaltspunkte ergeben.

C. Die Zentralgneise der Sonnblickmasse.

Eine genauere, petrographische Charakteristik der Gesteine der Sonnblickmasse könnte erst auf Grund umfassenderer, auch petrochemischer Untersuchungen erfolgen. Sie stehen noch aus. Die Gesteine der Sonnblickmasse wurden bisher stets als „Granitgneise“ bezeichnet. Auf Grund des makroskopischen Befundes und einiger, gleichsam stichprobenartig untersuchter Dünnschliffe kann ich dieser Ansicht für das untersuchte Gebiet nicht beistimmen. Denn es zeigte sich, daß allenthalben in ganz vorherrschender Verbreitung die durch mehr oder minder deutliche Hornblendepseudomorphosen (von Biotit nach Hornblende) ausgezeichneten Gesteinstypen der Syenite und Syenitgranite vorliegen. Man findet diese Gesteine im Aufstiege von Kolm-Saigurn schon in den großen Wänden oberhalb des Neubaus, dann weniger deutlich ausgeprägt in der Gneismasse der Rojacherhütte und auch an den Gneisblöcken, welche durch den Gletscher aus dem inneren Teil der Sonn-

¹⁾ Die Tonalitgneise liegen außerhalb des von mir näher untersuchten Gebietes.

²⁾ Die Altersfolge Syenit-Granit würde auch der in den deutschen Mittelgebirgen festgestellten entsprechen. Ferner erscheint es mir wahrscheinlicher, daß der Granit unterhalb und oberhalb des Syenitgneises in die Schieferhülle hinein eingedrungen ist, als daß der Syenit bei späterer Intrusion den Granitkörper auseinandergedrängt hätte.

blickgruppe herabgetragen werden. Im Abstieg vom Hohen Sonnblick über den hinteren Sonnblick zum Zirmsee sind sie besonders im Gebiete des letzteren schön ausgeprägt, wo das Gestein durch die dunklen Hornblendepseudomorphosen wie gesprenkelt aussieht. Auch der Abfall des „Roten Manns“ zum Fleißtal hinab besteht aus diesen syenitgranitischen Gesteinstypen. Zweifelsohne steht die Sonnblickmasse in petrographischer Beziehung den Syenit- und Syenitgranitgneisen des westlichen Hochalpmassivs bedeutend näher als den Granitgneisen des letzteren.

Innerhalb der großen Syenitgranitmasse des Sonnblicks sind mir, abgesehen von den noch zu erwähnenden aplitisch-lamprophyrischen Randgesteinen, zwei Gesteinstypen besonders aufgefallen. Der eine Typus entspricht fein- bis mittelkörnigen, im Handstück meist richtungslos struierten, wenig geschieferten Gesteinen von rötlicher Färbung, ein Typus, wie man ihn in ganz gleicher Ausbildung in der westlichen Hochalpmasse, z. B. im Tal der Naßfelder Ache beim Bärenfall, beobachten kann. Ein zweiter Typus wird von mehr oder minder gut geschieferten, meist durch große Feldspateinsprenglinge und größere Biotitnester (Hornblendepseudomorphosen!) ausgezeichnete Gesteine von grauer Färbung repräsentiert. Am Westabfall des Sonnblicks gegen das kleine Fleißtal konnte ich feststellen, daß die Hänge gegen den Zirmsee hinab, soweit hier nicht plattige Gesteine der Randfazies vorherrschen, von den gut geschieferten Gesteinsvarietäten gebildet werden, welche auch — als typische Syenitgranitgneise — die Felswände zusammensetzen, die den Kessel des kleinen Fleißtales umrahmen. Dagegen erscheint der Abfall des „Roten Manns“ gegen das kleine Fleißkees aus den feinkörnigen, rötlichen Gesteinen zu gutem Teil zusammengefügt.

Die Beobachtungen, welche ich im Talschluß der kleinen Fleiß, in den Felswänden unterhalb des Gletscherabbruches, gemacht habe, ergaben, daß den beiden vorerwähnten, allerdings durch spätere Untersuchungen noch genauer zu definierenden Gesteinsvarietäten eine Selbständigkeit im Auftreten zukommt, die die Annahme rechtfertigt, daß hier zwei getrennte Intrusivkörper vorliegen.

Fig. 3 zeigt die Lagerungsverhältnisse an der Grenze beider Gesteinskörper unterhalb des Gletscherabbruches des kleinen Fleißkeeses. In Fig. 3a grenzt sich der deutlich geschieferte, graue Syenitgneis mit einem ca. 3 m mächtigen Aplitband gegen einen auflagernden Glimmerschieferstreifen ab. Der Glimmerschiefer stößt seinerseits mit einer kleinen Störung an den anschließenden, undeutlich geschieferten, rötlichen Gneisen ab. Zweifellos ist hier der Kontakt des liegenden Syenitgneises mit der Glimmerschieferscholle ein primärer. Die kleine Störung, welche in dem Profil 3a die Grenze zwischen der Glimmerschieferscholle und dem hangenden, rötlichen Syenitgneis kennzeichnet, dürfte nur einer jüngeren, sekundären Dislokation entsprechen. Stärkere Veränderungen im Gesteinsgefüge sind entlang derselben nicht wahrzunehmen. Auch setzt sie schon an benachbarten Stellen aus. Textfig. 3b stellt die Grenze an einem kaum 100 m weiter nördlich gelegenen Punkte dar, woselbst die rötlichen Syenitgneise ohne Störung, nur durch eine Aplitzwischenlage getrennt, die grauen Platten des Syenitgneises überlagern.

Die hier beschriebenen Kontakte der beiden granitisch-syenitischen Gesteinmassen von verschiedener Struktur entsprechen — was auch

aus dem Auftreten der örtlichen Glimmerschieferlage und des Grenzaplites geschlossen werden kann — vermutlich der Trennungsfuge zweier selbständiger Intrusivkörper, wobei der jüngere (der graue, plattige Gneis?) an der durch die Schieferscholle markierten Grenze des älteren Gesteinskörpers eingedrungen ist. Der geringere Grad an

Fig. 3a.

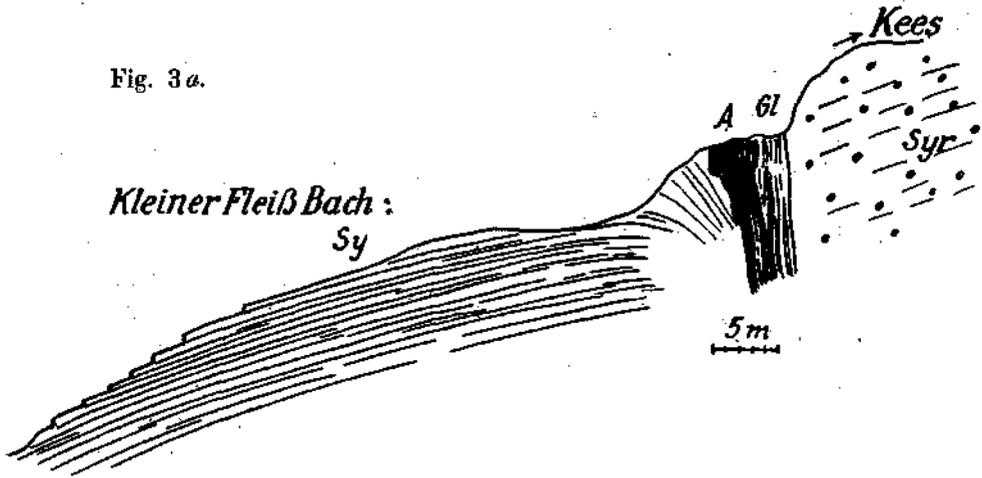


Fig. 3b.

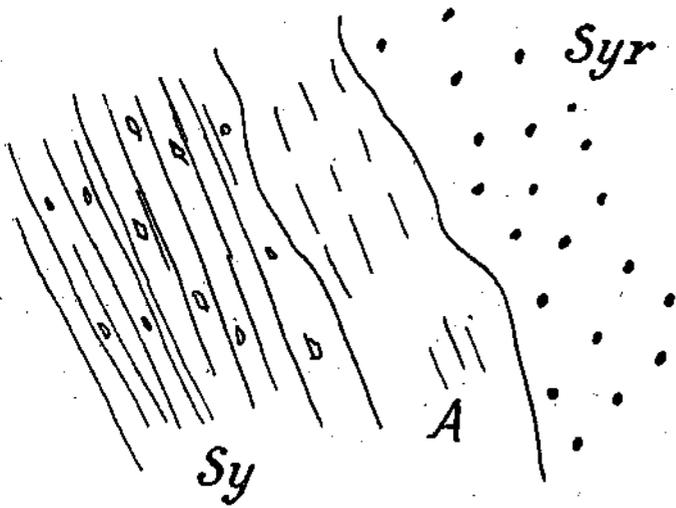


Fig. 3. *Sy* = größere Syenitgneise von grauer Färbung. *A* = aplitisches Randgestein. *Gl* = Glimmerschiefer-Lage. *Syr* = rötliche, feinkörnige Syenit-Granitgneise.

Schieferung, welchen hier — wie überall — die rötlichen Gneise aufweisen, dürfte vielleicht durch ihre größere Feinkörnigkeit bedingt sein.

Höhere Gneislager an der NO-Flanke der Sonnblickmasse. (Siehe Taf. VI, Fig. 1 und 2 und Taf. VII, Fig. 1.) Ein Blick auf die geologische Karte des Sonnblickmassivs zeigt, daß die Hauptgneismasse sowohl an der NO- als auch an der SW-Abdachung von langgestreckten, parallelen Gneiszügen begleitet wird. An der NW-Flanke des Sonnblicks sind zwei, gelegentlich noch weitergehend gespaltene Gneiszonen feststellbar, die von den sogenannten Neubaugneisen und den der

Hauptmasse näher gelegenen „Knappenhausgneisen“,¹⁾ wie ich sie bezeichnen möchte, gebildet werden. Die letztgenannte (Knappenhauszone) schließt sich in ihrer Gesteinszusammensetzung vollkommen an die Gneise der Sonnblickhauptmasse an; die Neubaugneise hingegen erscheinen sowohl in geologischer als auch in petrographischer Hinsicht eigenartig ausgebildet. Es handelt sich vorherrschend um helle, kiesel-säurereiche, biotitarne Massen mit guter Lagenstruktur. Sie erscheinen mit dunklen, biotitreichen, amphibolitischen Gesteinslagen oft engstens vergesellschaftet. Häufig ist ein bänderartiger Wechsel dunkler und heller Lagen festzustellen. Grobporphyrische Gneise (mit großen Feldspateinsprenglingen) sind nur sehr untergeordnet entwickelt. Sie fehlen aber nicht ganz. Ich habe grobporphyrische Lagen sowohl am O-Abfall des Hohen Arn, knapp unterhalb des Keeses, als auch am NW-Abfall des Herzog Ernst (in den Felswänden oberhalb des Neubaues) beobachtet. In den Neubaugneisen, welche unter den Eismassen des Hohen-Arn-Keeses hervortreten, ist, ebenso wie am Herzog Ernst, eine prächtige Bänderung, ein hunder Wechsel heller, granatführender, aplitischer und dunkler biotitreicher Lagen besonders deutlich ausgesprochen.

Die Neubaugneise sind hier mit ihrer Schieferhülle, wenigstens teilweise, noch in enger Verknüpfung. Von besonderer Wichtigkeit ist das beobachtete Auftreten von Granitgneisinjektionen in der Schieferhülle. Die Glimmerschiefer, die sich hier im (tektonischen) Hangenden der inneren Neubaugneiszone unter dem Hohen-Arn-Kees befinden, zeigen eine starke Durchäderung durch feinkörnige Gneislagen. Diese den Schiefer durchsetzenden granitischen Äderchen sind so fein und unversehrt erhalten, daß ihre Einschaltung auf tektonischem Wege in die Schiefer hinein vollkommen ausgeschlossen erscheint.²⁾ Es folgt daraus, daß die Neubaugneise dem ursprünglichen Dache des Eruptivkörpers entsprechen, von welchem aus eine Durchäderung der auflastenden Schieferhülle erfolgt ist. Es soll aber nicht gesagt sein, daß die gegenwärtige Kontaktfläche zwischen den Neubaugneisen und ihrer Schieferhülle hier noch genau der ursprünglichen Begrenzung entspricht; denn bei den intensiven, tektonischen Einwirkungen, die sich im Bereiche dieser Zone in Form gewaltiger Verfaltungen und Tauchfalten zu erkennen gehen, wäre ganz allgemein mit differentiellen Verschiebungen zwischen dem Gneis und seiner Hülle zu rechnen.

Zusammenfassend kann bezüglich der Neubaugneise ausgesagt werden: Sie bilden eine durch spätere tektonische Bewegungen stark durchbewegte, umgefaltete, aplitisch-lamprophyrische Randzone, (vielleicht schon mit primärem Lagenbau), des großen syenit-granitischen Sonnblickkörpers, die einerseits durch eine von hier ausgehende Durchäderung der unteren Schieferhülle mit dieser verbunden ist, anderseits durch das gelegentliche Auftreten grobporphyrischer Varietäten Anknüpfungspunkte an die Hauptgneismasse aufzeigt. Sie liegt jetzt isoliert in der Schieferhülle.

1) Beide Gneiszonon wurden bereits von Stark (a. a. O.) erwähnt und von Kober (a. a. O.) auf seiner Kartenskizze allerdings stark schematisiert, eingetragen und im Texte beschrieben.

2) Vielleicht identisch mit den von Kober (östl. Tauernfenster, S. 229) erwähnten „Schollen im Glimmerschiefer, die nicht gepreßt erscheinen“.

Die Dachgesteine der Sonnblickhauptmasse. Sehr eigentümliche, in vieler Beziehung an die Neubaugneise erinnernde Gesteine setzen kappenartig die oberen Teile der Sonnblickmasse zusammen. Im Aufstieg von der Rojacherhütte gegen den Sonnblickgipfel lassen sich über den hier auftretenden porphyrischen Gneisen bis zum Gipfel hinauf Gesteine beobachten, die teils mit den Neubaugneisen identisch sind (plattige, aplitisch-lamprophyrische Gesteine), teils durch Übergänge zu den grobporphyrischen Gneisen vermitteln. Mehrere Einschaltungen von Amphibolit kennzeichnen diese Zone. Textfig. 4 zeigt die Grenze zwischen einem solchen Amphibolit und dem anschließenden Granitgneis, welche von einem Aplitband gebildet wird, das amphibolitartige Einschlüsse enthält. Es scheint daraus hervorzugehen, daß hier der Granit in das basische Gestein eingedrungen ist.

In wirren Falten stürzen am Grate von der Rojacherhütte zum Sonnblick die vorherrschend aplitisch-lamprophyrischen Gesteine, die die Kappe des Berges zusammensetzen, in die Tiefe. (Textfig. 19a auf S. 303.) Ein solcher Wechsel aplitisch-lamprophyrischer Lagen und grobporphyrischer Einschaltungen beherrscht den obersten Teil des Grates bis zum Sonnblickgipfel. Dieser letztere zeigt feinkörnige, nur teilweise mit grobporphyrischen Einschlüssen gespickte, plattige, helle Gesteine, die eine Kappe über den porphyrischen Liegendgneisen bilden.

Vom Gipfel des Sonnblicks sinken die Gneisbänke gegen W, gegen das Fleißtal zu, ab. Dem Absinken entsprechend legen sich die Randgesteine auf den Höhen oberhalb des Zirmsees den porphyrischen Gneisen auf. Noch am hinteren Sonnblick (3038 m) sind grobporphyrische Gneise entwickelt. An dem vom hinteren Sonnblick gegen SW ausstrahlenden Rücken legt sich aber schon eine gegen W absinkende Kappe der hellen, aplitischen Platten vom Typus der Neubaugneise auf, welche Gesteine auch den markanten Sporn des Seebüchels (oberhalb des Zirmsees) zusammensetzen. Ganz gleichartige Gesteine bilden auch am S-Abfall der Gjaidtroghöhe, westlich des Zirmsees, das Hangende der porphyrischen Gneise an der Grenze gegen die auflagernden Glimmerschiefer. Auch hier sind Granitinjektionen im Glimmerschiefer sichtbar.

Der Südwestrand der Sonnblickmasse im Fleißtal. (Taf. VI und Taf. VII) Die geschlossene Masse der Syenitgranitgneise des Sonnblicks endet im kleinen Fleißtal in einzelnen Keilen in der Schieferhülle, in welcher noch isolierte Schollen vom Zentralgneis stecken. (Fig. 15a auf S. 297.) Die Letztgenannten bestehen meist aus einem tieferen Teil grobporphyrischer Gneise, welcher von aplitisch-lamprophyrischen Gesteinen überdeckt wird. Die tiefe, schutterfüllte Runse, die unterhalb des alten Pochers gegen die Richardtswand (zu Punkt 2415) hinaufzieht und die ich zweimal durchklettert habe, zeigt, daß die hier im Hangenden der porphyrischen Gneise auftretenden aplitisch-lamprophyrischen Randgesteine eng mit den auflagernden Schiefen verknüpft sind. In letzteren treten dunkle Amphiboliteinschaltungen und vor allem zahlreiche Aplitadern auf. Es obliegt keinem Zweifel, daß hier Reste des alten Daches der Intrusion erhalten sind. Textfig. 14 auf S. 296 zeigt einen gefalteten mit den Schiefen parallelgepreßten Aplitgang.

Eine ähnliche Beobachtung konnte ich an dem noch mit der Sonnblickhauptmasse zusammenhängenden, aber durch einen eindringenden Schieferkeil schon teilweise abgelösten Gneispartie machen, welche in der schmalen Runse, die zirka 300 m oberhalb des alten Pochers am W-Gehänge des Roten Mannes herunterkommt, zutage tritt. Hier sind, wie Textfig. 9 auf S. 289 zeigt, die hangenden porphyrischen Gneise mit den liegenden Glimmerschiefern durch eine basische Randzone, welche auch Amphiboliteinschaltungen enthält, verknüpft. Auch innerhalb der Glimmerschiefer beobachtete ich hier eine Einlagerung eines wohl aus dem Zentralgneis abstammenden Grüngesteins. Man gewinnt den Eindruck, daß auch hier noch dem Zentralgneis Teile seines ursprünglichen

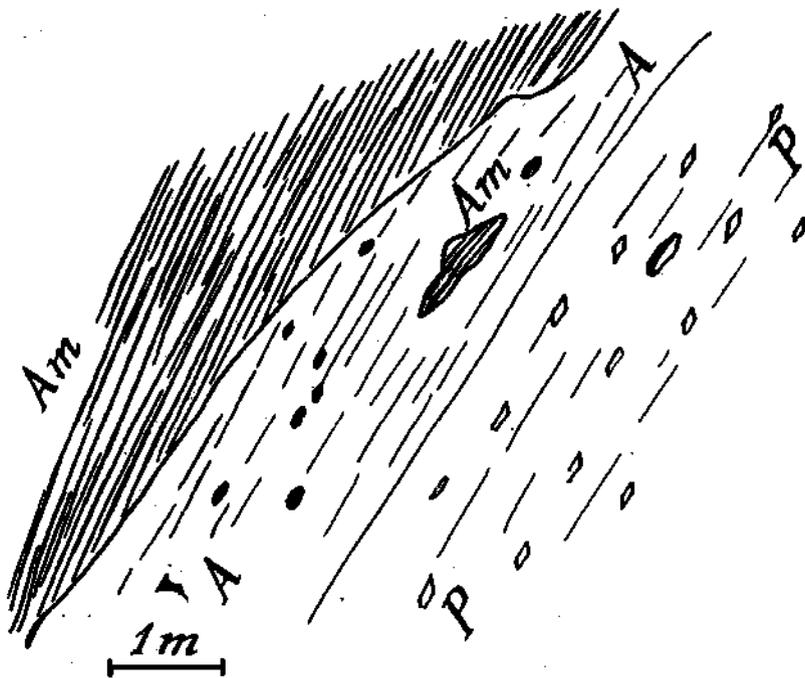


Fig. 4. P = porphyrischer Gneis. A = aplitischer Gneis. Am = Amphibolit.

Daches, wenn auch durch Differentialbewegungen ein wenig verschoben, anhaften.

Die höheren Gneislagen innerhalb der Schieferhülle an der Südwestseite des Sonnblicks. Am SW-Abfall der Sonnblickgruppe konnte ich zwischen dem kleinen Fleiß- und dem Zirknitztale an der Basis der höheren, kalkigen Glieder der Schieferhülle ein fortlaufendes Gneisband feststellen, das ich als „Sandkopfdecke“ bezeichne.¹⁾ Es liegen hier grobporphyrische Gneise vor, welche keine primäre Beziehung zur angrenzenden Schieferhülle erkennen lassen.

¹⁾ Teilweise, aber nur zum Teil, identisch mit dem von Kober auf seiner Übersichtskarte verzeichneten Gneisbande am Südwestabfalle des Sonnblicks, das aber dort eine ganz andere Ausdehnung und Lage als die „Sandkopfdecke“ besitzt. Kober zeichnet es von der kleinen Fleiß in die große Fleiß, wo ich es nicht feststellte, dagegen fand ich es in der Zirknitz, wo er es nur teilweise angibt.

Noch um eine Stufe in der stratigraphischen Folge der Schieferhülle höher hinaufgerückt erscheint, innerhalb des kalkreichen Komplexes der letztgenannten, ein nicht sehr mächtiges, aber weit verbreitetes, schon von Stark gegen SO hin durch die Sonnblickgruppe verfolgtes Gneisband, das Stark als Rote-Wand-Gneisdecke bezeichnet hat. Kober hat dessen weitere Verbreitung gegen N hin festgelegt und dasselbe als Modereckgneisdecke hervorgehoben. In dem von mir untersuchten Teile sind es vor allem helle, aplitische Gesteine mit häufig an die Neubaugneise erinnernden Varietäten, die auch Augengneise und Übergänge in porphyrische Gneise nebst basischen Einschaltungen enthalten. Ich vermute, daß die „Rote-Wand-Gneise“ nichts anders sind, als ein Teil der Sonnblickmasse, und zwar von deren aplitischer Randfazies, welcher durch noch zu erörternde, tektonische Vorgänge in höhere Teile der Schieferhülle hinein eingeschuppt erscheint. In der Tat konnten weder von mir noch von Stark irgendwelche Anzeichen eines primären Verbandes dieser Gesteine mit der sie jetzt einschließenden Schieferhülle festgestellt werden.

Zusammenfassend kann über den magmatischen Aufbau der nord-westlichen Sonnblickmasse angegeben werden, daß hier ein vermutlich aus mindestens zwei, nicht ganz gleichaltrigen syenitisch-granitischen Intrusionen zusammengeschweißter Eruptivkörper vorliegt, welcher in den höheren Teilen eine mächtige, aplitisch-lamprophyrische Randzone entwickelt, die durch Übergänge mit den tieferen porphyrischen Gneisen verbunden ist. In der unteren Schieferhülle lassen sich am Nordost- und am Südwestabfall des Sonnblicks echte aplitische und syenit-granitische Durchhaderungen sowie Einschaltungen vermutlich vom Zentralgneis abstammender Amphibolitgesteine feststellen. In den Neubaugneisen der Nordwestflanke, in den Gipfelgesteinen des Hohen Sonnblicks, in verschiedenen aplitisch-lamprophyrischen Begleitgesteinen im Fleißtal und in den Rote-Wand-Gneisen (in der höheren Schieferhülle der Südwestabdachung) liegen meiner Meinung nach die der alten Randzone des Intrusionskörpers zugehörigen, zum Teil durch spätere tektonische Bewegungen stark verschobenen und vom Gneishauptkörper abgelösten Partien seiner primären Randfazies vor.

D. Bau und Gliederung der Schieferhülle.

Angesichts der gewaltigen Bewegungen, welche Gneis und Schieferhülle in den Hohen Tauern ergriffen haben, könnte es fürs erste überhaupt unmöglich erscheinen, eine stratigraphische Gliederung des Schiefermantels durchzuführen. Indessen zeigt eine genaue Begehung des Gebietes, daß im großen und ganzen ähnliche oder gleichartige Lagerungsverhältnisse immer wiederkehren, welche die Annahme aufkommen lassen, daß dieser Reihenfolge doch der primäre Schichtverband zugrunde liegt. So hat denn auch schon Ampferer¹⁾ betont, daß auch die stärkste tektonische Durchbewegung und faltige

¹⁾ „Geometrische Erwägungen über den Bau der Alpen“. Mitt. der Geol. Gesellsch. in Wien, XII. Bd., 1919, S. 139.

Verknäulung eines Gesteinskomplexes die ursprüngliche Schichtanordnung nicht vollkommen zu verwischen vermag. Auch Kober scheint ja, indem er eine tiefere, untere Schieferhülle von einem höheren mesozoischen Anteil scheidet, mit der Möglichkeit einer nach petrographischen Merkmalen durchzuführenden Gliederung der Schieferhülle zu rechnen, wenn er auch an anderer Stelle von einer bis zur Unkenntlichkeit des ursprünglichen Bildes gesteigerten Lösung aller Gesteinsverbände spricht. Stark hat die Meinung vertreten, daß die Schieferhülle und ihr Hangendes, welche in mehreren Niveaus die Einschaltungen kalkig-quarzitischer Glieder erkennen läßt, einer tektonisch dreifach geschuppten Schichtfolge entsprechen mag.

Zur Ableitung einer gesetzmäßigen Gesteinsfolge müssen vor allem jene Räume herangezogen werden, in denen eine weniger gestörte Lagerung herrscht. Hiezu eignen sich vor allem die Profile, die man am Nordostabfall der Mallnitzer Mulde, wo flache Lagerung auftritt, an den Hängen oberhalb des Naßfeldes zwischen dem Mallnitzer Tauernpaß und der Riffelscharte beobachtet.

Ich habe bereits vor drei Jahren auseinandergesetzt (Verhandl. d. Geolog. Bundesanst., 1923, S. 100), daß sich hier — besonders leicht zugänglich im Aufstieg von der Siglitz zur Riffelscharte — nachstehende Schichtgliederung beobachten läßt: (Fig. 5).

1. Über dem porphyrischen Zentralgneis, der den Sockel des Schareck bildet, lagern quarzreiche, dunkle, braun anwitternde Glimmerschiefer. Sie enthalten eine (im Aufstieg zur Riffelscharte festgestellte) Einlagerung von Magnetitquarzit. Im Hintergrunde des Naßfeldes sah ich darin auch Lagen von schwarzem Quarzit.

2. Nach oben hin entwickeln sich aus diesen Glimmerschiefern biotitreiche Paragneise (mit häufigen, grünen Fuchsitflecken) in Begleitung dunkler Schiefer, welche infolge ihrer größeren Festigkeit kleine Felswände bilden. Aus diesen Paragneisen erscheint die Stufe zusammengesetzt, über welche der in den Felsen gehauene Steig vom Talkessel der Siglitz auf die erste Glazialterrasse hinaufführt. Diese Gesteinsgruppe, die in gleichartiger Entwicklung auch in der oberen Rauris und, weniger typisch, im Fleißtal beobachtet werden konnte und die Mächtigkeiten von etwa 50 m besitzt, erscheint deshalb bemerkenswert, weil sie eine petrographische Analogie zu den feinkörnigeren Begleitgesteinen der von Berwerth entdeckten Konglomeratgneise der Bockhartscharte aufweist. Die an der Bockhartscharte anstehenden prächtigen Konglomeratgneise, bei welchen die Geröllnatur der Einschlüsse schon auf den ersten Blick erkennbar ist, zeigen alle Übergänge von Gesteinen mit fast faustgroßen Einschlüssen zu feinkörnigen, feldspatreichen Paragneisen (vermutlich ursprünglichen Arkosen). Leider läßt sich die stratigraphische Position der Konglomeratgneise an der Bockhartscharte nicht sicher feststellen. Doch scheinen sie dort das unmittelbare Hangende der unteren braun anwitternden Glimmerschiefer¹⁾ zu bilden, welche weiter unten am Hange zutage

¹⁾ Das örtlich bei der Bockhartscharte sichtbare Auftreten einer Marmorbank (der Angertalserie) unmittelbar unter den Konglomeratgneisen kann nach der ganzen Sachlage nur als tektonisch (Einschuppung) aufgefaßt werden.

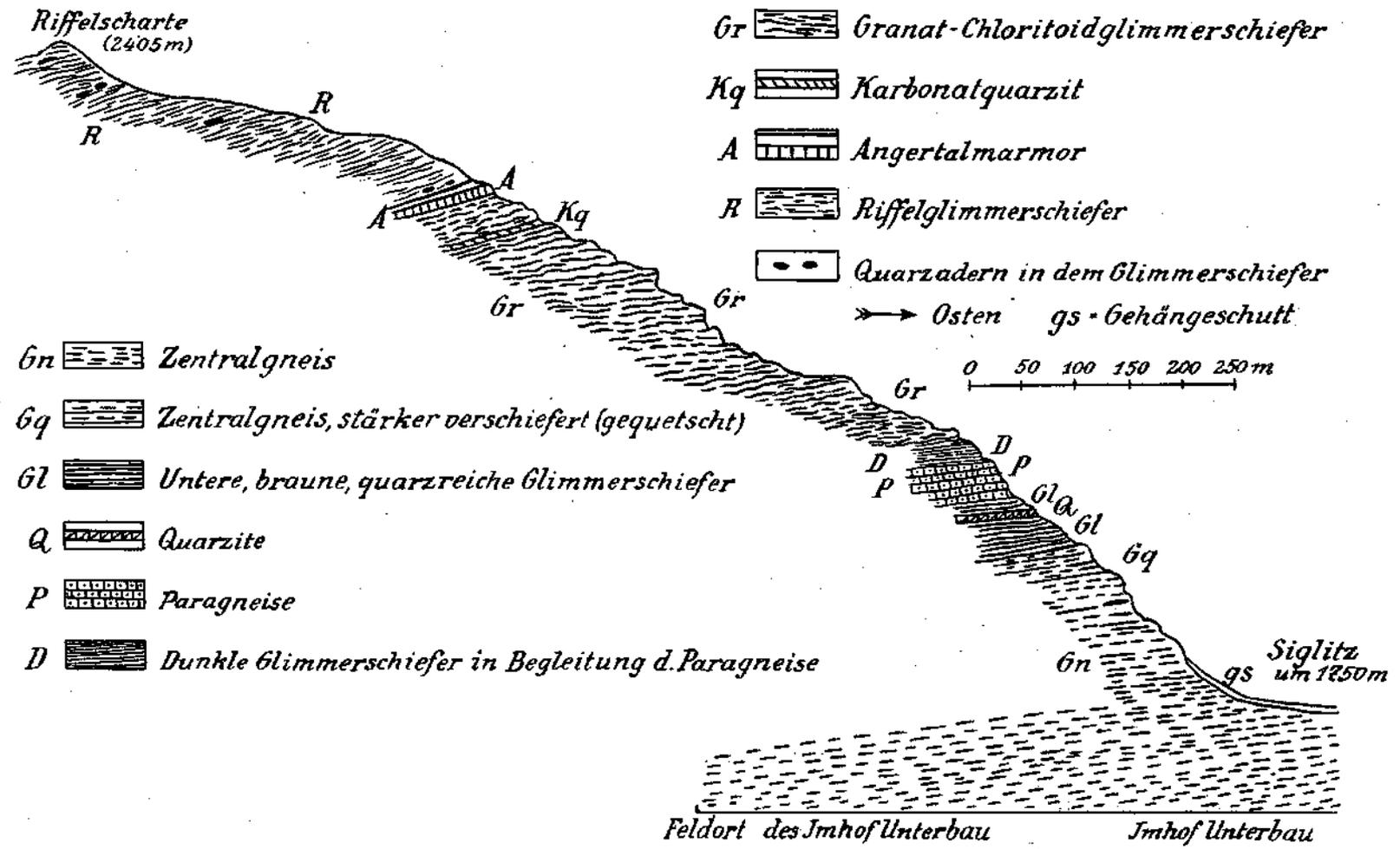


Fig. 5.

treten. Ich halte es daher für wahrscheinlich, daß die dem tiefsten Teil der Schieferhülle häufig eingeschalteten biotitreichen Paragneise ursprünglich Arkosesandsteine gewesen sind, die demselben stratigraphischen Niveau, wie die strandnäher abgelagerten Konglomeratgneise der Bockhartscharte angehören. Die Konglomeratgneise wären demnach ein Bestandteil der tiefsten Schieferhülle.

3. Aus den vorerwähnten Paragneisen entwickelt sich im Hangenden ein sehr typischer Gesteinskomplex heller, glänzender, granat- und chloritoidreicher Glimmerschiefer. Diese Gesteinsgruppe konnte vom Mallnitzer Tauern bis in die Rauris — stets in der gleichen stratigraphischen Position — verfolgt werden. Die helle glänzende Beschaffenheit der Felswände macht diese Gesteine meist schon aus der Ferne kenntlich. Sie bilden im Aufstieg von der Sighitz zur Riffelscharte die mittlere Terrasse.

4. Nun folgt das Band des Angertalmarmors, eines besonders in der Hochalmmasse durch seine Konstanz ausgezeichneten Gesteinsglieders. In der Mallnitzer Mulde läßt es sich aus dem Einzugsgebiete des Mallnitzer Baches über den Mallnitzer Tauern in das obere Naßfeld als auffällige Felsmauer verfolgen. Über seine steilen Wände stürzt hier der Wasserfall aus dem Höllkar ab. Ein zweites ebenfalls schon durch Becke und Berwerth ermitteltes Verbreitungsgebiet der Angertalmarmore befindet sich am Silberpfennig und an den anschließenden Teilen am NW-Abfall der Sonnblickmasse. Hier ruhen die mächtigen Marmorbänke samt den sie begleitenden Kalkschiefern meist unvermittelt dem Zentralgneis auf und sinken mit dessen Oberfläche nordwärts gegen das Angertal ab. An dem Stubnerkogel, westlich von Badgastein, liegt noch eine allseitig durch die Erosion abgelöste Kappe des Angertalmarmors über dem Zentralgneis.

In dem Raum zwischen dem Silberpfennig und dem oberen Naßfeld war der Angertalmarmor bisher noch nicht bekannt. Ich konnte sein Durchstreichen im Sockel des Scharecks, über die Hänge der Riffelscharte und am Abfall von dort gegen Kolm-Saigurn feststellen. Freilich ist er hier in seiner Mächtigkeit stark reduziert, indem er nur als ein paar Meter mächtiges Band, begleitet von kalkhaltigen Schiefern und quarzitischen Gesteinen, in Erscheinung tritt.

5. Über dem Angertalmarmor lagert — wieder vom Mallnitzer Tauern bis über die Riffelscharte hinaus verfolgbar — ein dunkler, kohlig, stellenweise etwas kalkiger Glimmerschiefer, den Stark mit dem Namen Riffelschiefer belegt hat. Man kann ihn am Übergang über die Riffelscharte, welche in diesen Gesteinen gelegen ist, gut studieren. Die Mächtigkeit kann auf etwa 200 m geschätzt werden. In Profilen im S-Teil des Naßfeldes, beim Höllkar, konnte ich insofern eine Unregelmäßigkeit in der Aufeinanderfolge der Schichten feststellen, als sich dort dem Angertalmarmor noch einmal Glimmerschiefer und dann erst die dunklen, kohlenstoffreichen Riffelschiefer auflagern.

6. Die Riffelschiefer tragen im Hangenden, wie an dem Grate südlich der Riffelscharte zum Herzog Ernst, am N- und O-Abfall des Scharecks und am Murauer Kopf festgestellt wurde, ein Band von sedimentären Quarziten, welches oft schön gebänderte und auch

granatführende Gesteine enthält. Auf den ständigen Karbonatgehalt dieser Quarzite hat schon Stark hingewiesen.

7. Die Karbonatquarzite erscheinen von dem höchsten Glied der im Sonnblick-Hochalm-Massiv auftretenden Schieferhülle, den Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern überdeckt. Hier befinden sich auch die Einlagerungen von Serpentin. Die Kalkglimmerschiefer bilden die höheren Teile des Gebirgszuges, welcher vom Schareck über den Sparangerkopf zum Murauer Kopf und Geiselkopf hinüberführt und setzen dessen nordöstliche Steilabstürze, wie schon Stark festgestellt hat, zusammen. Einlagerungen von Grünschiefern konnte ich z. B. knapp südlich der Riffelscharte in Verbindung mit den Basisquarziten feststellen. In der NW-Wand des Scharecks beobachtete ich drei bisher unbekannte Serpentinsschollen. Der Siglitzbach enthält zahlreiche von dort abstammende Serpentinergölle.

Jüngere Schichten als die erwähnten Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer treten in dem betrachteten Gebiete nicht mehr auf.

Diese am NO-Flügel der Mallnitzer Mulde feststellbare Schichtfolge läßt sich auch weiter im SW, im Bereiche der Sonnblickmasse, wiedererkennen. In dem bekannten Aufstieg von Kolm-Saigurn zum Neubau (Sonnblickweg) durchquert man eine Schichtfolge, welche der vorgenannten gleicht, jedoch in inverser Folge. (Siehe Fig. 21 auf S. 308.) Wir befinden uns hier in dem überkippten NO-Flügel der Sonnblickmasse.

Bei Kolm-Saigurn herrschen in größerer Mächtigkeit und in typischer Beschaffenheit die Granat-Chloritoidglanzschiefer vor, welche bis zur ersten Terrassenstufe (etwa 200 m oberhalb von Kolm) hinaufreichen. Hier schaltet sich zunächst eine Lage biotit- und chloritreicher Grünschiefer ein, welche dann von einem Wechsel der schon früher charakterisierten Paragneise mit biotitreichen Glimmerschiefern überlagert werden. Eine Folge von geringmächtigen, graphitischen Quarziten, Paragneisen, Biotitschiefern und biotitreichen Grünschiefern lagert darüber und wird schließlich durch mächtigere, quarzreiche, muskowitzreiche, biotitärmere, dunkle Glimmerschiefer verdrängt, die vollkommen den Basisglimmerschiefern des Profils von der Siglitz zur Riffelscharte entsprechen. Hier erscheinen diese Gesteine mit dem Neubaugneise des Sonnblicks eng verknüpft (Fig. 21).

Alle drei Hauptglieder des früher besprochenen Profils kehren hier wieder: Die basalen (hier überkippten), braunen, quarzreichen Glimmerschiefer, die biotitreichen Paragneise und die granat-chloritoidführenden Glanzschiefer. Geht man von der Aufstiegroute Kolm-Saigurn—Neubau nur einige hundert Meter nach O, so stellen sich — im Kern der sich hier öffnenden, überkippten Synklinale — auch die Spuren des Angertalmarmors und der von der Riffelscharte herüberziehende Riffelschiefer ein.

Die braunen, unteren Glimmerschiefer streichen vom Neubau in die Felswände unterhalb des Hochnarkeeses. Darunter sind am Erfurter Wege — im Abstieg von der Goldzech-scharte in die Rauris — Paragneise, dann Granat- und Chloritoidschiefer bei anhaltender, inverser Lagerung aufgeschlossen. (Siehe Fig. 22a auf S. 309.) Talabwärts von Kolm-Saigurn herrschen, im normal gelagerten Flügel der Mallnitzer Mulde, die hellen Glanzschiefer (Granat-Chloritoidschiefer) vor. Sie sind an den Osthängen des Ritterkopfes, und zwar an den tieferen Gehängeteilen, z. B. oberhalb des Bodenhauses, erschlossen. In ihrem Hangenden zieht hier vom Grieswies-Schwarzkopf, dem östlichen Vorsprung des Hohen Aarn, ein mächtiger Zug von Marmor, Kalkschiefer und Quarzit herab, welcher dem Angertalmarmor-Niveau entspricht. Dieser Komplex wird in der Umrandung des Ritterkaars von dunklen, kalkhaltigen Schiefern, offenbar dem Äquivalent der Riffelschiefer, überlagert. Darüber bilden Kalkglimmerschiefer mit zahlreichen Marmorbänken den Sockel der oberen Pyramide des Ritterkopfes, welche darüber hauptsächlich von Grünschiefern zusammengesetzt ist. Gegenüber

den Profilen im Naßfelder Tal und in der westlichen Hochalmmasse sind hier die Angertalmarmore mächtiger, gleichzeitig aber durch stärkere Schiefereneinschaltungen unreiner geworden und von Quarziten begleitet. Auch die aufliegenden Riffelschiefer sind durch stärkere kalkige Beimengungen weniger ausgesprochen, als drüben entwickelt.

Schließlich sei auf die Schichtgliederung an der SW-Abdachung der Sonnblickmasse, heiderseits des Fleißtales, verwiesen. Während an der S-Seite des kleinen Fleißtales die Lagerungsverhältnisse der Schieferhülle infolge stärkerer tektonischer Störungen kompliziertere sind, zeigen die N-Hänge der Fleiß, die von der Gjäidtroghöhe abfallen (Margritzen), eine der vorher besprochenen analoge Folge der Gesteinsglieder: Dunkle, braun anwitternde, quarzreiche Glimmerschiefer,¹⁾ die hier an ihrer Basis eine etwa 10–15 m mächtige, reine, weiße

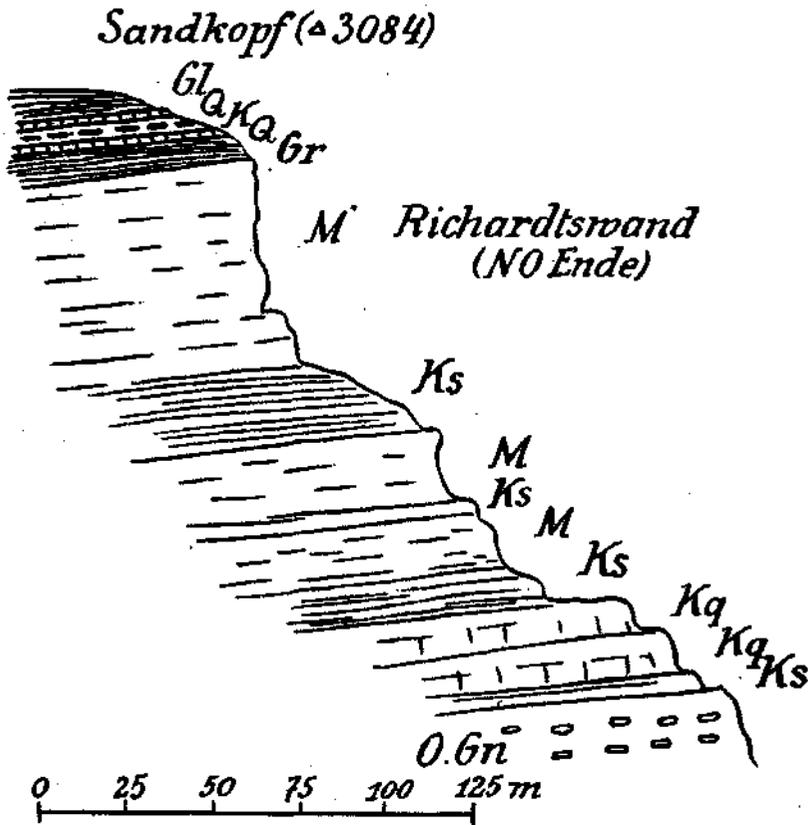


Fig. 6. *O. Gn* = Zentralgneis-Schuppe der Sandkopfdecke. *Ks* = Kalkglimmerschiefer-Lagen. *Kq* = Karbonatquarzite. *M* = schiefriige Marmore. *Gr* = granatreiche, kalkhältige Glimmerschiefer. *q* = Quarzitänder. *K* = dunkle, graphitische Kieselschiefer. *Gl* = dunkle Glimmerschiefer, kalkhältig.

Quarzitlage aufweisen, werden von chloritoidreichen Glanzschiefern überlagert, die Einschaltungen dunkler, graphitischer Quarzite enthalten. An der Kammhöhe gegen die große Fleiß legen sich Marmore, Kalkschiefer und Karbonatquarzite darüber, die der Angertalserie entsprechen dürften.

Südlich der kleinen Fleiß ist, wie Textfig. 6 und Fig. 15 b auf S. 297 zeigen, an der 4 km langen Richardtswand die Serie der Angertalmarmore in Form von schiefriigen Marmoren, kalkreichen Schiefnern und Quarziten vertreten. Hier lagert am Sandkopfe (3084 m) über dem „Sandkopfgneis“ ein Komplex von Karbonatquarziten mit schiefriigen Marmorlagen; darüber dunkler gefärbte, kalkreiche Glimmerschiefer, die von einer mächtigen, aber

¹⁾ Ich fand darin eine schöne, mitgefaltete, aplitische Ader.

ebenfalls von Kalklimmerschiefern und Quarziten begleiteten, schiefrigen Hauptmarmorlage überdeckt werden. Ihr Hangendes bildet ein Komplex vorherrschend dunkler, auch granatführender Gesteine, die Einlagerungen reiner Quarzite enthalten. Vermutlich liegen hier die Äquivalente der Riffelschiefer vor. Wie aus Fig. 6 zu ersehen ist, fand ich in dieser Gesteinsserie (in den Hangendschichten der Hauptmarmorlage) in Begleitung der Quarzite dünne, dunkle Kalkschiefer und graphitisch abfärbende schwarze Kieselschiefer. In dieser vom Sandkopf an der Richardtswand mit 15° gegen SSW abfallenden Schichtfolge ist noch keine Spur echter Grünschiefer wahrzunehmen. Sie folgen erst in einem noch etwas höheren Niveau, über dem die vorgenannte Serie bedeckenden Rote-Wand-Gneiszuge.

L. Kober hat diese so auffällige Serie der Angertalmarmore an der Südwestabdachung des Sonnblicks (zwischen großer und kleiner Fleiß, an der Richardtswand) auf seiner Übersichtskarte nicht ausgeschieden. Aus seinen Darlegungen geht hervor, daß er sie für Bestandteile der oberen Schieferhülle (Kalklimmerschiefer) gehalten hat. Indessen ist ihre stratigraphische Position die gleiche, wie jene der Angertalmarmore. Die Serie der Kalklimmerschiefer und Grünschiefer setzt erst weiter südwestlich in einem höheren Niveau ein, wo sie im Raum von Apriach und jenseits der Möll — über Heiligenblut hinaus — die schon aus der Ferne durch ihre grüne Bänderung gekennzeichneten Gehänge zusammensetzt.

Von O nach W fortschreitend — vom Gasteiner Tal zur oberen Möll — machen sich, wie nicht anders zu erwarten, in der Gliederung der Schieferhülle gewisse Unterschiede geltend, die auf primäre Faziesdifferenzen zurückgehen dürften. Das in der Hochalmmasse als mächtigeres, einheitliches Kalkband entwickelte Niveau der Angertalmarmore erscheint im Sonnblickmassiv durch stärkere, schiefrige Beimengungen und durch reichliches Auftreten von Karbonatquarziten weniger typisch ausgebildet. Die Granat-Chloritoid-Glantzchiefer (des Naßfeldes) zeigen an der Südwestabdachung des Sonnblicks ein Zurücktreten der Granaten. In den braunen, unteren Glimmerschiefern stellen sich im Fleißgebiete, an der Basis, mächtigere, reine Quarzite ein. Im übrigen bleibt aber die Reihenfolge der Schichten und ihre fazielle Ausbildung hinreichend konstant, um eine stratigraphische Äquivalenz der am W- und O-Abfall der Sonnblickgruppe auftretenden Gesteinsgruppen voraussetzen zu können.

Zur Altersfrage der Schieferhülle. Leider kann ich nicht, wie ich es gewünscht hätte, durch Auffindung von Fossilien zur Klärung der Altersfrage der Schieferhülle beitragen. Trotz eifrigen Suchens gelang es mir nicht, sichere, organische Überreste aufzufinden. Die Metamorphose ist auch noch in den höheren Teilen der Schieferhülle (Kalklimmerschiefer usw.) eine sehr bedeutende gewesen.

Noch immer wogt der Streit der Meinungen über das Alter der Tauernschieferhülle. Mit großer Bestimmtheit wird von der einen Seite das unzweifelhaft mesozoische Alter des Hauptteiles der Schieferhülle aus der faziiellen Ähnlichkeit mit dem penninischen Mesozoikum abgeleitet. Wenn Staub¹⁾ in dem Profil des Stanziwurten in einzelnen, übereinanderfolgenden, geringer mächtigen Lagen die Äquivalente bestimmter Triasstufen erkennen will, so erscheint mir dies allerdings nur als ein Spiel mit unbewiesenen und unbeweisbaren Möglichkeiten. Von anderer Seite wiederum wurde auch in neuester Zeit auf die Ähnlichkeit der Schieferhülle mit östlichem, sicherem Paläozoikum und

1) a. a. O. T. XV. Seite 74.

zum Teil mit Präkambrium (Schwinner)¹⁾ verwiesen. Wer auf dem Standpunkt steht, daß in den Tauern penninische Gesteine vorliegen, deren Ablagerungsbereich ursprünglich nördlich der Kalkalpen gelegen war, wird folgerichtig gerne an dem mesozoischen Alter der Tauernschieferhülle festhalten. Man kann aber in Übereinstimmung mit vielen ostalpinen Geologen diese so weitgehenden, vorläufig noch keineswegs gesicherten Analogieschlüsse, die in den Tauern nicht nur einen analogen Bau, sondern auch ein Wiederauftauchen der einzelnen, penninischen Deckenelemente der Schweiz erblicken wollen, ablehnen. Auch unter der Voraussetzung großer Schubbewegungen und unter der Zugrundelegung der „Fensteratur“ für die Hohen Tauern läßt es sich vorstellen, daß der Ablagerungsbereich der Tauerngesteine jeweils südlich der Kalkalpen oder unterhalb der letzteren (nach Ampferer)²⁾ gelegen gewesen sei. Unter Berücksichtigung dieser Möglichkeit und unter Würdigung der Analogien, die sich zwischen Tauernhülle und östlichem Paläozoikum (Grauwackenzone, Kalkphyllite der Murauer Mulde, Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer und Serpentine paläozoischen Alters in den nordöstlichen Zentralalpen) ergeben, kann die Zugrundelegung eines altpaläozoischen Alters für den Kalkphyllit-Grünschiefer-Anteil der Schieferhülle ebensoviel Wahrscheinlichkeit, wie jene eines mesozoischen Alters für sich beanspruchen. Gewisse Gesteinstypen, wie die dunklen, graphitischen Kieselschiefer (Quarzite), die an silurische Kieselschiefer erinnern, das Auftreten der Serpentine und Grünschiefer, der hellen Quarzite usw. spricht — vom Standpunkt des ostalpinen Stratigraphen aus betrachtet — mehr zugunsten eines altpaläozoischen, als eines mesozoischen Alters der Schieferhülle. Erst vor kurzem hat H. Mohr³⁾ auf die stratigraphische Analogie zwischen den tieferen Gliedern der Tauernhülle mit seiner, für altpaläozoisch gehaltenen Silberbergserie verwiesen und ein gleiches Alter auch für die erstere vorausgesetzt. F. Trauth⁴⁾ hat die Ähnlichkeit der Tauernkalkphyllite mit dem ihm durch genaue Aufnahmen bekannten, sicher paläozoischen (silurischen) Kalkphylliten betont.

Es wurde in neuerer Zeit speziell von Kober der Versuch unternommen, die Schieferhülle in zwei, wesentlich altersverschiedene Teile zu zerlegen: in eine tiefere, angeblich höher metamorphe Schieferhülle, in welche der Granit eingedrungen wäre, und der ein vormesozoisches (oberkarbonisch-permisches) Alter zukäme; und in eine höhere kalkig-grünschiefrige Hülle, die mesozoischen Alters sei. Ich glaube, daß dieser Versuch nicht viel Aussicht auf Erfolg für sich hat. Auf Grund meiner Erfahrungen erscheint es mir aussichtslos, nach dem Grade der Metamorphose zwei voneinander durchgreifend verschiedene Komplexe voneinander abtrennen zu können.

1) „Die Niederen Tauern“, Geol. Rundschau, 14. Bd., 1923, S. 51.

2) Verhandlungen der Geol. Staatsanstalt 1920. „Über die tektonische Verknüpfung von Kalk- und Zentralalpen“.

3) „Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen“. Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft, 75. Bd., Berlin 1923, Monatsberichte, S. 114—133.

4) Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Math.-naturw. Kl., 100. Bd., Wien 1925.

Es ist ja sicher und es liegt im Wesen der Sache, daß sich gegen oben hin — also gegen die Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite zu — Übergänge zu Gesteinen von etwas geringerer Metamorphose erkennen lassen. So hat ja schon Becke dargelegt, daß die tiefsten Teile der Schieferhülle Übergänge zur unteren Tiefenstufe aufweisen, während die übrige Schieferhülle im allgemeinen nur die Metamorphose der oberen Tiefenstufe besitzt. Indessen lassen sich hier nirgends scharfe Grenzen beobachten. Die über den Angertalmarmoren gelegenen Riffelschiefer enthalten ebenso wie die tieferen Schichtglieder noch häufig und reichlich Biotit und lagenweise Granat (granatreiche Schiefer über den Kalken der Richardtswand!). Die Quarzite an der Basis der oberen Kalkglimmerschiefer fand ich häufig noch von Granaten durchsetzt. Die kalkigen Glieder der letztgenannten sind ebenso wie die Angertalmarmore durch deutliche Marmorisierung ausgezeichnet.

Kober hat das „sicher mesozoische Alter der Angertalmarmore“¹⁾, dagegen den paläozoischen Habitus der graphitischen (Riffel-)„Phyllite“ hervorgehoben.²⁾ Die Lagerungsverhältnisse zeigen aber unzweideutig, daß die Riffelschiefer stets im Hangenden der Angertalmarmore auftreten und daher jünger als letztere sind. Es wurden auch die auf der Bockhartscharte auftretenden Konglomerate als die Basis der angeblich transgredierenden jüngeren Schieferhülle angesehen. Ich habe aber schon früher darauf verwiesen, daß sie wahrscheinlich ihre stratigraphische Position im tiefsten Teile der Schieferhülle (innerhalb der unteren Glimmerschiefer) finden. Im übrigen ist auch ihre Metamorphose eine sehr bedeutende. Wenn schließlich behauptet wurde, daß gewisse Gesteine, wie die Dolomite der Angertalserie, eine geringere Metamorphose aufzeigen, so kann hiebei natürlich nicht daran gedacht werden, daß gerade dieses Gesteinsglied zu einer Zeit sich gebildet hätte, als die Metamorphose schon abgeschlossen war, sondern es liegen in diesen tatsächlich zu beobachtenden Verschiedenheiten in dem Grade der Umwandlung nur die Anzeichen dafür vor, daß die Gesteine — ihrer chemisch-mineralischen Zusammensetzung gemäß — auf die Einwirkung der metamorphosierenden Faktoren in ungleicher Weise reagierten. Die geringere Einwirkung der Metamorphose auf Dolomitgesteine wurde auch von Schmidt³⁾ in den Radstädter Tauern festgestellt.

Es muß schließlich noch auf ein letztes Argument eingegangen werden, welches zugunsten des Vorhandenseins zweier, ganz altersverschiedener Teile der Schieferhülle ins Treffen geführt wurde. Es wurde früher hervorgehoben, daß zwar ein Eindringen des Zentralgneises in die unteren Teile der Schieferhülle (Glimmerschiefer) festzustellen ist, daß sich aber niemals Intrusionen des Granits im Angertalmarmor und in

1) Sonnblickarbeit, S. 3.

2) Wenn, was wahrscheinlich ist, gelegentlich durch etwas verschiedenen Grad der Metamorphose ausgezeichnete Gesteinskomplexe heute unmittelbar aneinandergrenzen, so ist dies als der Effekt jüngerer tektonischer Bewegungen, welche die ursprüngliche Anordnung in der Tiefenlage der Schichtkomplexe durcheinanderbringen mußten, anzusehen.

3) Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Math.-naturw. Kl., Wien, 1924.

den Kalkglimmerschiefern beobachten ließen.¹⁾ Es muß tatsächlich zunächst befremdend erscheinen, daß sich, — trotzdem der Angertalmarmor in der Hochalmmasse auf weite Erstreckung unmittelbar den Zentralgneisen aufliegt, — doch nirgends mit Sicherheit ein Eindringen des Granits in die Marmore oder eine Kontaktwirkung des Eruptivkörpers an letzteren feststellen ließ. Indessen verliert auch dieses Argument an Beweiskraft, wenn es sich herausstellt, daß die Grenze des Zentralgneises, dort, wo der letztere an Angertalmarmor anstößt, stets eine tektonische ist (Schubstörung) und daß das Aussetzen der tieferen, intrudierten Schieferhülleglieder durch das Vorstoßen des Gneises in höhere Teile der Hülle zu deuten ist. Es erscheint daher möglich, ja sogar wahrscheinlich, daß die Intrusion des Zentralgranits jünger ist, als die gesamte Schieferhülle, daß aber nur deren tiefere Teile von der magmatischen Durchhaderung erreicht wurden.

Wahrscheinlich hat sich das Eindringen des Magmas an einer vorgezeichneten Strukturlinie im Gebirgsbau vollzogen. Als eine solche kann — analog den mitteldeutschen Verhältnissen (Cloos)²⁾ — die Auflagerungsfläche des Paläozoikums auf das Grundgebirge in Betracht gekommen sein. Von diesem Intrusionsniveau aus wurden dann nur die tieferen Teile der Schieferhülle durch ein von dem Eruptivkörper ausgehendes System aplitischer und lamprophyrischer Durchhaderung durchschwärmt. Das Fehlen von Quergriffen des Zentralgneises in die höheren Teile der Schieferhülle hinein ist somit kein zwingender Grund dafür, daß der Zentralgneis älter ist, als die obere Schieferhülle. Die letztere lag eben schon in einem zu hohen stratigraphischen Niveau, um noch von der magmatischen Durchhaderung erreicht werden zu können. Weder die Lagerungsverhältnisse der Schieferhülle, noch die Beziehungen der Intrusion zu den verschiedenen Niveaus ihres Mantels noch auch Unterschiede in der Metamorphose können nach dem derzeitigen Stande unserer Kenntnisse eine Zerlegung der Schieferhülle in einen älteren, stärker metamorphen und in einen jüngeren, durch eine tiefgreifende Diskordanz hievon getrennten Anteil rechtfertigen.

Zur Altersfrage der Intrusion. Bezüglich des Alters der Zentralgneisintrusion läßt sich mit voller Sicherheit nur angeben, daß sie jünger ist als die unteren Glimmerschiefer der Hülle. Es stehen aber, wie hervorgehoben, keine ernsten Gegen Gründe der Annahme entgegen, daß die Intrusion jünger als die gesamte Schieferhülle ist. Es besteht die Möglichkeit, daß sie eventuell auch noch jünger wäre, als das noch von der alpinen Metamorphose, wenn auch nur in geringerem Grade betroffene Radstädter Mesozoikum.³⁾ Durch die Annahme eines sehr jugendlichen, etwa jungmesozoischen Alters der Intrusion würde man

¹⁾ Einen Aplit im Angertalmarmor des Kriekars (Maltatal) glaubte jedoch F. Becke feststellen zu können. „Führer“, S. 64.

²⁾ Das Batholithenproblem. Fortschritte der Geologie und Paläontologie. Heft 1. Berlin 1923, S. 74.

³⁾ Dessen Ablagerungsbereich im Sinne der herrschenden Auffassung aber beträchtlich weiter im S der Tauerngneise voranzusetzen ist.

der Auffassung F. Koßnats¹⁾ gerecht werden, welcher das Auftreten der großen Gneisgewölbe der Tauern ursächlich mit der alpinen Faltung in Zusammenhang bringen möchte. Vom Standpunkte der lokalen Erfahrungen aus wäre es durchaus möglich, die Intrusion der Zentralgranite in die Zeit unmittelbar vor, bezw. an den Beginn der Alpenfaltung, etwa in die mittlere Kreide, einzureihen; eine Eventualität, die übrigens auch F. Becke seit jeher als Möglichkeit ins Auge gefaßt hat. Positive Anhaltspunkte zugunsten dieser Auffassung können allerdings derzeit noch nicht beigebracht werden. Es muß daher die Frage, ob in den Zentralgranit-Intrusionen variszische oder frühalpine Magmenbewegungen vorliegen, offen bleiben.

III. Die Tektonik des nordwestlichen Sonnblickmassivs.

Im großen betrachtet, bildet die Sonnblickmasse ein gewaltiges Gewölbe mit flach ansteigendem SW-Flügel und mit überkipptem, gegen die Mallnitzer Mulde zu abfallendem NO-Flügel. Während man in dem flach ansteigenden Gewölbeteil ein durchschnittliches Schichtfallen von 15—35° (gegen SW hin) feststellen kann, zeigt sich am überkippten NO-Flügel ein mit 50—70° erfolgendes, inverses Einfallen der Gneis-Schieferkontakte. Nur in dem überworfenen Glimmerschieferkomplex gegen Kolm-Saigurn hinah kommt es im Gefolge einer stärkeren Überkippfung, aber nur innerhalb der Schieferhülle, zu einer noch flacheren (inversen) Neigung der Schichten. Es wurde schon früher hervorgehoben, daß sowohl an der SW-Abdachung, wie an der überkippten NO-Flanke der Hauptgneismasse, innerhalb der dieser auflagernden Schieferhülle je zwei schmale Zonen von Zentralgneis hervortreten („Neubaugneise“ und „Knappenhausgneise“ an der NO-Flanke, „Sandkopfgneise“ und „Rote-Wand-Gneise“ an der SW-Flanke des Sonnblicks). Die Deutung dieser eigentümlichen, das große Gneisgewölbe beiderseits begleitenden, sekundären Lamellen wird, im Verein mit der Untersuchung der Kontaktverhältnisse an der Hauptgneismasse selbst, im Folgenden die Grundlage für die Erklärung der Sonnblicktektonik abgeben müssen.

A. Die Südwestabdachung des Sonnblickmassivs.

(Siehe Taf. VI und Taf. VII.)

Die SW-Flanke des Sonnblickmassivs, die im kleinen Fleißtal bis zu größeren Tiefen klar aufgeschlossen vorliegt, gewährt einen interessanten Einblick in das Innere dieses Eruptivmassivs. Unter der Voraussetzung eines einfachen Gewölbebaues des Sonnblicks wäre zu erwarten, daß die im allgemeinen gegen SW absinkenden Bänke der Hauptgneismasse regelmäßig unter die Schieferhülle untertauchen und nach eben dieser Richtung unter der letzteren versinken. Unter der Annahme, daß Gneis- und Schieferhülle ein System übereinander gewälzter Faltendecken bilden, wäre, wie es auch Kober, allerdings

¹⁾ Geol. Rundschau, 1924, S. 269.

im Widerspruche mit den Beobachtungstatsachen, ausdrücklich hervorhebt (Sonnblickgebiet, S. 3), volle Konkordanz zwischen dem Gneis und der diesen ummantelnden Schieferhülle vorauszusetzen.

Die Beobachtungen ergaben jedoch ein anderes Bild. Wie aus Taf. VII, Fig. 1 ersichtlich ist, welches als Ansichtsprofil den N-Abfall des Roten Manns gegen die Kleine Fleiß darstellt, taucht die Hauptgneismasse des Sonnblicks gar nicht unter die Schieferhülle hinab, sondern streicht an der Grenze gegen diese, randlich aufgebogen, Bank für Bank an letzterer ab. Aus der Tiefe des Fleißtales (im SW) hebt sich aber eine zuerst sehr mächtige, dann geringer mächtig werdende Zone von Glimmerschiefern und Sedimentärquarziten empor, die in die Hauptgneismasse eindringt und so von derselben keilartige Schollen zur Abspaltung bringt. Ganz dieselbe Erscheinung tritt an der NW-Seite (rechten Talseite) des Kleinen Fleißtales hervor, indem auch hier eine bis zum Seebichlhaus beim Zirmsee vordringende Quarzit-Glimmerschieferzone sich wie ein Keil zwischen eine obere, dem Ausläufer der Sonnblickhauptmasse entsprechende, und eine tiefere Gneismasse einschiebt.

Die tektonische Fazies der Sonnblickgesteine. Eine genaue Untersuchung der Hauptgneise des Sonnblicks, wie sie an dessen N-Abstürzen oder an den N-Wänden des Roten Manns in viele hundert Meter mächtigen Bänken entblößt ist, zeigt ein übereinstimmendes Gesteinsbild: Ein in parallele Bänke oder Platten, von meist mehreren Dezimetern Dicke, gegliederter Gesteinskomplex, häufig in seinem Aufbau an Schichtgesteine erinnernd, lagert in tausendfachen Lagen übereinander. Die meist konkordante Durchschieferung des Gesteinskomplexes wird im allgemeinen durch keinerlei Kleinfaltungen unterbrochen. Dagegen zeigen sich, mit größerer oder geringerer Deutlichkeit, in allen Details die Anzeichen der weitgehenden mechanischen und kristalloblastischen Deformation, welche der Syenitgranitkörper unter der Einwirkung großer tektonischer Bewegungen erfahren hat. Die im Gestein enthaltenen basischen Schlieren erscheinen in der Schieferungsrichtung ausgeplättet; die Mineralgemengteile, speziell die porphyrischen Feldspate und die Glimmer, mehr oder minder in die Schieferung eingestellt, bzw. in deren Richtung entwickelt. Da der Zentralgneis in der Richtung der Schieferungsebene stark verlängert, senkrecht hierzu durch Ausplättung aber verkürzt erscheint, sind auch die in allen beliebigen Richtungen durchsetzenden Aplite durch die tektonische Deformation mehr oder minder in die Schieferungsrichtung eingepaßt und ausgelängt worden. Die Fugen zwischen den einzelnen Gneisblöcken selbst sind, wie bekannt, durch einen stärkeren Belag mit gleitfähigen Mineralien ausgezeichnet (speziell mit Muskoviten). Es unterliegt also keinem Zweifel, daß die gewaltigen mechanischen Deformationen, welche, unterstützt durch die Kristalloblastese, im Sinne einer Ausplättung oder Auswalzung wirksam waren, aus einem vor Eintritt der Bewegung kubischen Gesteinselement ein Ellipsoid mit zwei in der Schieferungsebene gelegenen Hauptachsen¹⁾ und

¹⁾ Hievon ist dann die eine gewöhnlich als Streckungsachse noch durch größere Dimension ausgezeichnet.

einer kürzeren, senkrecht zur Schieferung gelegenen Nebenachse geschaffen haben.¹⁾

Jede der zahlreichen, in den Gesteinen auftretenden hasischen Schlieren zeigen uns die Gleichartigkeit dieser Deformationen, die das ganze Gneismassiv von oben bis unten ergriffen hat. Die deutlichere oder wenig deutlichere Ausprägung der Schieferung im Gestein erscheint jedoch einerseits von der Stärke der örtlichen deformierenden Kräfte, andererseits aber auch von der Struktur und Zusammensetzung der Gesteine abhängig. So wurde schon früher darauf verwiesen, daß speziell die feinkörnigen Syenitgranitgneise der Ausprägung der Schiefer weniger günstig sind, als die grobporphyrischen Gneisabarten.

So ausgeprägt und markant also die Anzeichen starker, mehr oder minder ausgeprägter Auswalzung in der ganzen Gesteinsmasse des

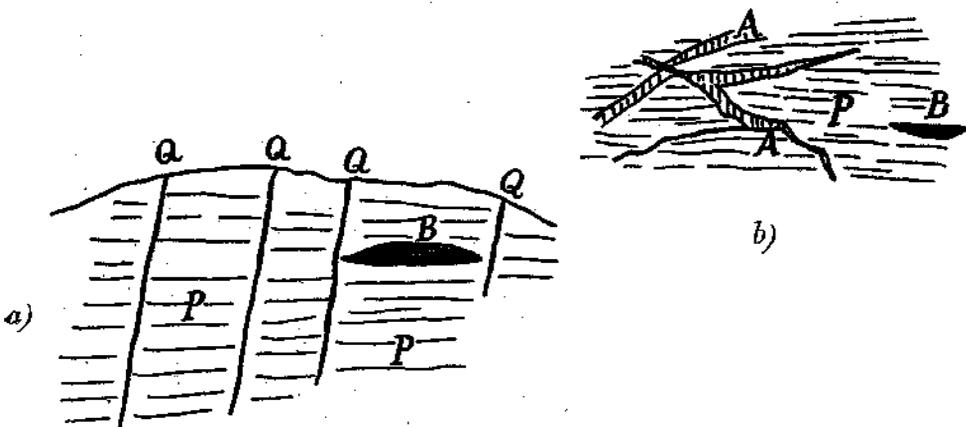


Fig. 7. *P* = porphyrischer Zentralgneis. *B* = ausgewalzte basische Schliere. *A* = in die Schieferungsrichtung teilweise eingelenkte Aplitadern *Q* = Mit Quarzadern ausgeheilte, junge, steile Klüfte (auch mit Harnischen).

Sonnblicks erkennbar sind,²⁾ so treten andererseits, wie betont, die Faltungen in derselben bis zum Verschwinden zurück. Ich kann mich nicht erinnern, trotz genauer Beobachtung auf der ganzen Strecke vom Sonnblickgipfel über den Grat zum Hinteren Sonnblick und von da bis zu den Felswänden des Seekopfes am Zirmsee auch nur eine einzige Faltung in den Gesteinen beobachtet zu haben. Dabei ist zu bedenken, daß die zahlreichen in den Gneis eingeschalteten basischen Schlieren das Vorhandensein einer Kleinfaltung im Gesteinskörper sofort sichtbar machen müßten. Die Hauptmasse der Sonnblickgneise ist also von Durchfaltung nicht ergriffen worden.

¹⁾ Vgl. auch F. Beckes Darlegungen in „Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer“, Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., Bd. LXXV, 1913, S. 1—53, ferner B. Sander, „Zur petrographisch-tektonischen Analyse“, Jahrbuch d. Geol. Bundesanstalt, Wien, LXXIII, Bd. 1923, S. 202.

²⁾ Der Annahme Kobers, daß die Schieferung nach der Tiefe zu abnehme, kann ich in dieser allgemeinen Fassung nicht beistimmen. Im Sonnblick (SW-Abdachung) sind gerade die tieferen Bänke (im Hintergrund der Fleiß) stark geschiefert.

Die Lagerung der Gneise zwischen Sonnblickgipfel und Fleißtal.

Betrachten wir die Gesteinslagerung im Abstieg vom Hohen Sonnblick zum Zirmsee (Kleine Fleiß). Die Gipfelgesteine des Sonnblicks lassen durch ihre plattig-bankige Beschaffenheit den Lagerbau der Gneismasse deutlich hervortreten. Sie sind vorherrschend feinkörnig, aplitisch, enthalten aber auch porphyrische Zwischenlagen. Sie fallen mit 5 bis 6° gegen SSW ab. Fig. 7a zeigt den Felsen unmittelbar westlich und zirka 50 m unterhalb des Sonnblickgipfels, wo schon grobporphyrische Gneise auftreten. Die Schieferung dieser Gesteine zeigt ein mit 10° gegen SSW gerichtetes Einfallen. In der Schieferungsrichtung abgeplattete, basische Schlieren sind sichtbar. Ein System steiler Klüfte, welches ein ONO-Streichen und ein mit 70 bis 80° NNW gerichtetes Einfallen aufweist, durchsetzt den Gneis. Die Klüfte sind mit Gangquarz erfüllt, zeigen gelegentlich Harnische und sind natürlich beträchtlich jünger als die

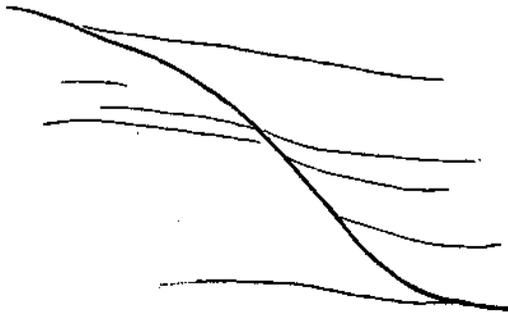
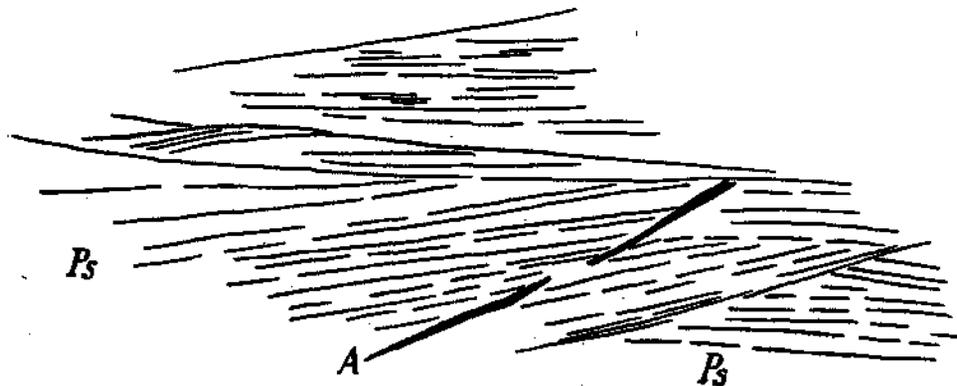


Fig. 8. *P_s* = porphyrischer Syenit-(Syenitgranit-) Gneis. *A* = Aplit



Schieferung des Gneises, die sie glatt durchschneiden. Stellenweise ist, ihnen parallel der den Klüften nahegelegene Teil des Gneises schwach geschiefert, worin offenbar eine Art Cleavage zum Ausdruck kommt.

Im Abstieg zum Sattel vom Hohen Sonnblick zum Hinteren Sonnblick konnte abermals das NNO streichende, steil gegen NNW fallende Kluftsystem beobachtet werden. Fig. 7b zeigt die Gneisbänke im Sattel zwischen Hohem und Hinterem Sonnblick, wo ausgewalzte basische Schlieren und in die Schieferung eingelenkte Aplitadern sichtbar sind.

Wir erreichen den Felskopf, P. 2381, südöstlich des Zirmsees: plattige, meist hellaplitische Gesteine (mit basischen Schlieren) setzen mit ihren NNO bis N streichenden, 15 bis 25° gegen WSW bis S fallenden Bänken den Abfall der Höhe zusammen. Wie am Sonnblickgipfel, so entwickeln sich auch hier die feinkörnigen, plattigen Gneise allmählich aus den liegenden, grobporphyrischen Varietäten.

Unter diesen, auch noch die auffällige Felsnase, unmittelbar südlich des Zirmsees (Seebüchel), zusammensetzenden Gesteinen treten wieder grobporphyrische Gneise auf, welche sehr reichlich die Biotitpseudomorphosen (nach Hornblende) erkennen lassen. Diese Gesteine bilden auch die Rundhöcker am Zirmsee. Die Schieferung streicht hier vorherrschend nach ONO und fällt mit 20° gegen SSW ein.

In den Wänden unterhalb des Zirmsees erscheinen die hier auftretenden Syenitgranitgneise durch ein System eigentümlicher Klüfte durchsetzt. Fig. 8 zeigt die Schleppung von Schieferungsklüften an schräg durchsetzenden, offenbar jüngeren Klüften, wodurch ein Bild entsteht, das an Kreuzschichtung erinnert. Die Klüftflächen, die 10 bis 40 cm voneinander abstehen, erscheinen von Muskovithäuten besetzt. Die basischen Schlieren sind sehr stark ausgewalzt und lassen in der Schieferungsrichtung Dimensionen von mehreren Dezimetern Länge, in der hierzu senkrechten Richtung solche von nur wenigen Zentimetern erkennen. Man gewinnt den Eindruck, daß hier altersverschiedene Scherbewegungen vorliegen, und daß ein vorhandenes älteres Schieferungssystem durch jüngere Deformationen überarbeitet wurde.

Steigt man vom Zirmsee den Fußsteig (den sogenannten Salzburgersteig), der vom Zirmsee in die Große Fleiß hinüberführt, hinan, so gelangt man aus dem Syenitgneis im Hangenden wieder in die aplitischen Randgneise, welche unmittelbar von der Schieferhülle überlagert werden. Letztere enthält hier an ihrer Basis ein weiter verfolgbares Band eines hellen Sedimentärquarzits. Verfolgt man die Gneis-Schiefergrenze am Hange abwärts, so keilen die Randgneise aus und der Syenitgranit tritt unmittelbar mit der Schieferhülle in Kontakt.

Die vom Sonnblickwestabfall geschilderten Aufschlüsse lassen erkennen, daß hier eine mächtige, stark geschieferte, aber ungefaltete Gneismasse vorliegt. Vom Hohen Sonnblick und vom Hohen Aarn sinkt sie samt den auflastenden Randgesteinen über den Hinteren Sonnblick zum Seekopf, bzw. zu den bereits von mächtigerer Schieferhülle überdeckten Hängen der Gjaidtroghöhe ab.

Der tiefere Abfall der Sonnblickmasse — vom Zirmsee in die Kleine Fleiß — gewährt ein unerwartetes Bild! Steigt man vom Seebüchelhaus (beim Zirmsee) etwa 60 bis 80 m hinab, so erreicht man eine Zone von Sedimentärquarziten und Glimmerschiefern, welche im Liegenden der Syenitgneismasse auftauchen. Diese Gesteine ziehen, wie Fig. 9 zeigt, unter den auflagernden Syenitgneisen hervor und fallen dann mit 30° gegen OSO gerichtetem Fallen, parallel dem Gehänge, gegen die Talsohle ab. In ihrem Liegenden kommt wieder Zentralgneis zum Vorschein. Die Fortsetzung der Quarzite und Glimmerschiefer ist auch noch auf der S-Seite des Kleinen Fleißtales, ebenfalls zwischen Gneis gelagert, sichtbar (Taf. VII, Fig. 1). Der Talhintergrund der Kleinen Fleiß selbst wird in der gegen W gelegenen Rückwand und auch an der Basis der N-Hänge von den hier unter den Quarziten zutage tretenden „Liegendgneisen“ gebildet. Diese letzteren sind talabwärts, allmählich unter die Glimmerschiefer hinabtauchend, bis gegen den alten Pocher (1800 m) zu verfolgen.

Die Hangendgneise spitzen sich schon am Gehänge der Margritzen (Abfall der Gjaidtroghöhe) in der Schieferhülle aus. Ihr Ende liegt im oberen Teil des von N her gegen den alten Pocher herabziehenden Grabens.

Die hier skizzierten Lagerungsverhältnisse ergeben folgendes tektonisches Bild: Von der mächtigen Schieferhülle, die im unteren Kleinen Fleißtal ansteht, dringt eine gegen NW und N stark ansteigende Gesteinszone, teils aus Glimmerschiefern, teils aus Sedimentärquarziten bestehend, zwischen die gegen W absinkende Gneismasse des Hohen Sonnblicks bis auf mindestens 1 km Distanz ein. Sie spaltet durch ihr keilartiges Vordringen die Gneismasse gewissermaßen auf. Die den Seebüchel und die Wände der Gjaidtroghöhe (beim, oberhalb und auch

noch etwas unterhalb des Zirmsees) zusammensetzenden Gneise keilen gegen SW hin innerhalb der Schieferhülle, die sie unter- und überlagert, vollkommen aus.

Es entsteht nun die Frage, auf welche Vorgänge diese Aufspaltung des Gneises durch die eindringende Schieferhülle zurückzuführen ist? Es könnte daran gedacht werden, daß hier — ähnlich wie in den Aufschlüssen im Tal der Naßfelder Ache — der Gneis auf intrusivem Wege in die Schieferhülle eingedrungen wäre, oder aber, daß hier ein tektonischer Einschub vorläge. Die Beobachtungen sprechen durchaus zugunsten eines tektonischen Eindringens der Schiefergesteine zwischen die aufreißenden Fugen des Gneises. Als Beweis dafür muß die durchaus durch Quetschzonen, Verfaltung und Verschuppung, kurz durch anormale Kontakte gekennzeichnete Begrenzung der Gneise angesehen werden. Eine Zone starker Durchbewegung läßt die der Einschubzone der Schieferhülle in die Gneise entsprechende, tektonische Fuge auch dort feststellen, wo die eingepreßte Scholle (innerhalb der Sonnblickhauptmasse) bereits ausgekilt ist. Im allgemeinen lassen sich auch an der Grenze der Gneise und der eingreifenden Schieferhülle keine Anzeichen der anhaftenden Randfazies beobachten. Die im folgenden mitzuteilenden Beobachtungen sollen diese Sachlage im einzelnen erhärten.

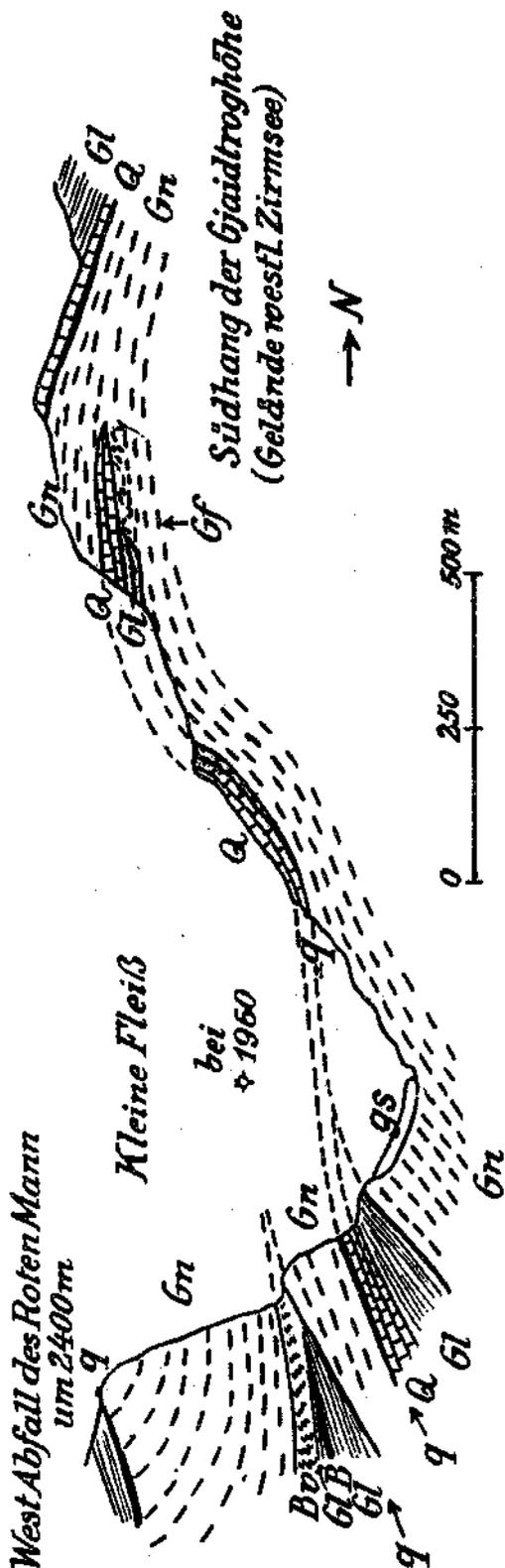


Fig. 9. Gn = Zentralgneis (Syenit-Granitgneis). Gf = gefaltete Zentralgneis. B = basische Randfazies. Gl = quarzreiche, untere Glimmerschiefer. B = Grünschieferlage in letzteren. q = reine Sedimentärquarzite. q = Quetschzonen. gs = Gehängeschutt.

Fig. 10a gibt ein Detailbild von der Lagerung der in die Gneise eindringenden Glimmerschiefer-Quarzitscholle beim Seebüchelhaus. Die Grenzpartien des Gneises erscheinen faltig zusammengeschoben und teilweise mit den Glimmerschiefern in gemeinsame Verfaltungen gelegt. Aber schon in kurzer Entfernung von den Kontaktstellen klingen im Gneis die Faltungen aus. Der Gneis selbst ist an den Berührungstellen stark verquetscht und verquarzt. Die Gneisfaltungen sind also nur als die Folge einer durch den Abstau randlicher Gneislagen bedingte Faltung, entlang der in diesen eingreifenden Bewegungsbahnen, aufzufassen. Man erkennt aus Fig. 9, wie die Quarzite tiefer in die Gneise eindringen, während die darunter gelegenen Glimmerschiefer auskeilen, und wie sich an der Stelle ihres Aussetzens im Gneis starke Verfaltungen einstellen. Es sieht so aus, als hätte sich der feste Quarzit tiefer in die Gneisfuge eingeschoben, während die Schiefer mehr zurückgestaut verblieben.

Fig. 10b zeigt, daß im Inneren des eindringenden Keiles die gefalteten Gneise in Form einer Art Cleavage durch quarzführende Verschiebungsklüfte durchsetzt sind, welche anzeigen, daß der Faltung noch jüngere Bewegungen nachgefolgt sind.

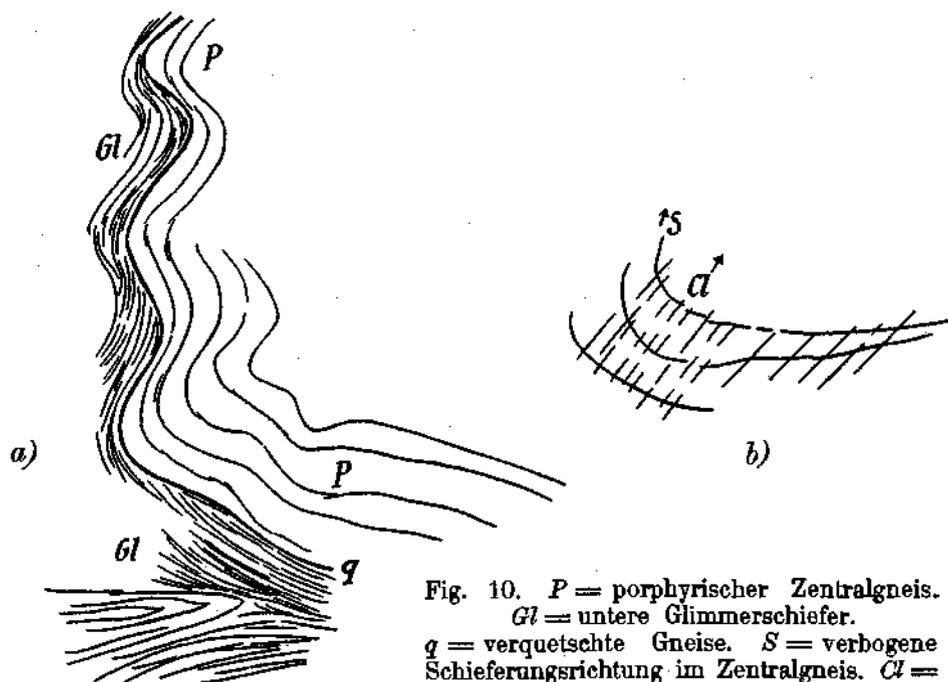


Fig. 10. P = porphyrischer Zentralgneis.
Gl = untere Glimmerschiefer.
g = verquetschte Gneise. S = verbogene Schieferungsrichtung im Zentralgneis. a' = Cleavage.

Als mächtige Wandstufe zieht das gegen S absinkende System der Quarzite, in südöstlicher Richtung, etwa 1000 m weit, bis an den Abbruch des Fleißkees heran. Hier keilen auch die Quarzite zwischen hangenden und liegenden Gneismassen aus. Die unter dem Quarzit hervortauchenden und dann unter dem Fleißkees weiterstreichenden Gneishänke zeigen aber in einem mächtigen, dem unmittelbaren Liegenden der Verschiebungszone entsprechenden Komplex die Anzeichen stärkerer, mechanischer Deformation. Am Touristenweg, der von der Fleiß (über die Liegendgneise) in der Richtung zum Seebüchelhaus hinaufführt, sieht man in den obersten Partien der unter dem Quarzit gelegenen Gneise, dessen Platten örtlich in prächtige Liegendfalten gelegt, deren Achse ein NNW gerichtetes Streichen bei einem etwa mit 15° WSW gerichteten Einfallen des Komplexes aufweist (siehe Textfig. 12a).

Ebenso ist die Abhängigkeit stärkerer Durchbewegung im Gneis von der in dessen Inneres eingreifenden Verschiebung an den Aufschlüssen im Bachbette des vom Kleinen Fleißkees herabstürzenden Gerinnes erkennbar. Hier erscheinen die normalen Syenitgneise im Hangenden von einem Komplex dünnschichtiger, stark geschieferter und ausgewalzter Syenitgneise überdeckt, die in einzelne, einige Zentimeter bis über Dezimeter starke Platten zerfallen (siehe Fig. 11b). Die Grenze gegen die normalen Syenitgneise wird von durch Muskovitschiefer (mit großen Muskovittafeln)

gekennzeichnete Gleitlagen gebildet. Das Streichen des Komplexes ist ein nordnordwestliches, das Fallen mit 15° gegen WSW gerichtet.

Es obliegt nach der Sachlage keinem Zweifel, daß hier — in einer dem Einschub der Glimmerschiefer und Quarzite entsprechenden Zone — im Gefolge jüngerer Gleitbewegungen sich eine weitgehende Durchschieferung der Gneise vollzogen hat. Die Untersuchung von Dünnschliffen von dieser Stelle, die auf einer dem zweiten Teil dieser Arbeit beizugebenden Tafel in einem Bilde zur Darstellung gelangen werden, ließ ebenfalls erkennen, daß hier nach Entstehung der kristalloblastischen Schieferstruktur noch starke Bewegungen im Gesteinsgefüge stattgefunden

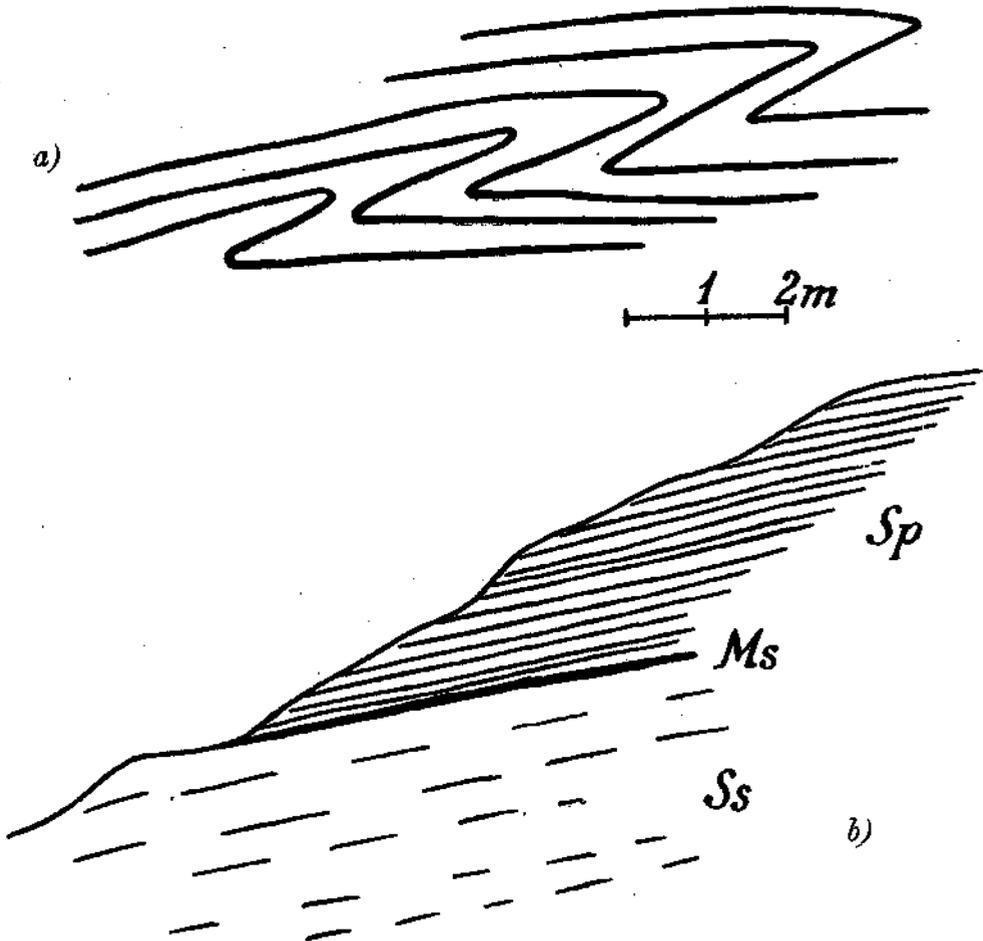


Fig. 11. *Ss* = dickbankig geschieferte Syenit-(Granit-)Gneise. *Sp* = dünnplattig ausgewalzte Syenit-(Granit-)Gneise mit muskovitreichen Schieferungsfugen. *Ms* = Muskovitschieferlage (Bewegungsfläche).

haben. Die Quarze sind stark undulös auslöschend und in offenbar durch Zerreibung größerer Quarze entstandene Körnchenzüge aufgelöst. Der Muskovit, der zusammenhängende Gleitlagen bildet, unwächst die bei der Bewegung auseinandergerissenen und zerschlitzen Biotite. Der häufig vorkommende Granat erscheint zermahlen und auseinandergezogen. Die jüngere, zweifelsohne die Gleitflächen im Gesteinskörper erzeugende Deformation hat also kataklastische Umformungen im kristalloblastischen Gesteinsgefüge zur Folge gehabt.

Hier sei noch auf die prachtvollen, die rötlichen (wenig geschieferten) Syenitgneise durchsetzenden, steilen Quarzgänge verwiesen, welche unterhalb des Abbruches des Kleinen Fleißkeeses durch ihre helle, schneeweiße Färbung schon von weitem auffallen. Sie zeigen ein sehr regelmäßiges ONO (N $60-75^\circ$ O gerichtetes) Streichen.

Es ist hier offenbar im Gefolge junger Bewegungen gerade in den massigen, leichter zur Entstehung quer durchgreifender Risse neigenden Syenitgneiskomplex zur Ausbildung dieser, mit mächtigen Quarzsekretionen ausgeheilten Klüfte gekommen. Sie gehören zu den größten Quarzgängen, die ich in den östlichen Tauern beobachtete und enthalten schöne Drusen von Bergkristall.

All diese Beobachtungen zeigen, daß an der Basis der unter dem NW-Abfall des Sonnblicks eindringenden Glimmerschiefer und Quarzite eine Zone stark umgewandelter, in einer der Kristallisations-schieferung gegenüber jüngerer Phase deformierter Gneise festzustellen ist, die in dem Auftreten von Quetschschieferzonen und muskovit-reichen Gesteinen sowie in einer starken, nur auf diese Zone beschränkten Verfaltung der Gneise zum Ausdruck kommt.

Wie grenzt sich nun die korrespondierende, auf der S-Seite des Kleinen Fleißtales gelegene Gneismasse, die vom Goldbergspitz in die Wände des Roten Manns hineinzieht, gegen die Schieferhülle ab? Die Taf. VI, Fig. 2, und Taf. VII, Fig. 1, läßt erkennen, daß hier, ähnlich wie drüben, das Auskeilen des Hauptgneiskörpers innerhalb der Schieferhülle festzustellen ist.

Die Zentralgneise sinken zuerst mit flacher, dann mit etwas steiler werdender Wölbung vom Roten Mann gegen das Fleißtal ab. Gegen die Auflagerung der Schieferhülle zu erscheinen die Gneislagen jedoch aufgebogen und stoßen mit steil aufgerichteten Bänken unvermittelt an den flacher gelagerten Glimmerschiefer-schichten ab. Hier enthüllt sich also in großartigem Maßstab das Bild einer starken tektonischen Diskordanz zwischen Zentralgneis und auflagernder Schieferhülle. Aus dem Boden des Fleißtales dringen von unten her drei Keile von Schieferhülle zwischen den Gneis ein. Demnach erscheint der letztere hier dreifach aufgespalten. Der tiefste und innerste der drei eindringenden Schieferhüllekeile besteht der Hauptsache nach aus Quarzit u. zw. aus der unmittelbaren, streichenden Fortsetzung jener Quarzitlage, welche wir auf der N-Seite des Kleinen Fleißtales vom Zirmsee bis gegen die Talsohle herab verfolgt hatten. Es liegt hier die Fortsetzung derselben Aufspaltung vor, welche drüben nördlich der Fleiß den nordwestlichsten Teil der Sonnblickmasse entzweischneidet.

Textfig. 9 (S. 289) stellt ein Profil quer über das obere Fleißtal dar, welches das Eindringen der Schieferkeile von unten her in die Gneismasse im Detail wiedergibt. Über den Liegendgneis legt sich zuerst eine mit 45° WSW fallende Lage von Glimmerschiefer, die von einer mächtigeren, mit 30° geneigten Quarzitmasse bedeckt ist. (Siehe auch Taf. VII, Fig. 1). Auf letztere, welche, wie der Glimmerschiefer, gegen oben hin auskeilt, folgt ein von der Hauptmasse abgespaltenen Keil der porphyrischen Granitgneise (1. Gneiskeil). Darüber baut sich eine etwa 50 m mächtige Glimmerschieferfolge auf, an deren Basis der Gneis die Anzeichen sehr starker, mechanischer Deformierung (Verschieferung) erkennen läßt. Der Glimmerschiefer enthält eine Einschaltung von schön gefalteten Grüngesteinen. Er geht vermittels einer in stehende Falten gelegten, amphibolitischen (aplitischen) Randzone in hangende, porphyrische Gneise über, welche stark serizitisiert erscheinen (2. Gneiskeil). Wie schon die starke Faltung der basischen Randgesteine erkennen läßt, muß hier eine Teilbewegungsfäche zwischen ihnen und dem Gneis durchlaufen. Es kann aber aus diesen und anderen ähnlichen Befunden doch vermutet werden, daß diese Grüngesteine und die Glimmerschiefer, mit denen sie eng verknüpft sind, Reste des alten Daches der Zentralgneisintrusion darstellen und nur durch Differentialbewegungen gegen die porphyrischen Gneise verschoben wurden.

Besonders deutlich erscheint die nächstfolgende (dritte) Zentralgneisscholle von dem tiefer gelegenen, zwischen die Gneise eindringenden Schieferstreifen abgelöst. Eine scharfe, teils nur durch eine Quetschzone markierte, teilweise aber von den eindringenden Schiefen erfüllte Kluft bildet deren untere Begrenzung. Mit flacher Bahn greift hier die obere Gneislage über die aufgerichteten Banke des tieferen Gneiskeils hinweg! Es tritt uns hier eine von der Hauptgneissmasse tektonisch schon ganz abgelöste und in der Schieferhülle vorgetragene Scholle von Zentralgneis entgegen. Auf ihren Rücken trägt sie noch eine kleinere, fast ganz abgetrennte Gneisscholle. (Taf. VII, Fig. 1.)

Diese hier mitgeteilten Beobachtungen zeigen, daß die Masse des Roten Manns durch von SW eindringende, den Gneis aufspaltende Schiefer- und Quarzitmassen auseinandergedrängt wird und daß von dem (höheren) keilförmigen Ende der Gneise noch Gesteinslamellen abgespalten und in der vorbewegten Schieferhülle mitgeschleift wurden. Die ganze Schieferhülle zeigt hier in ihrem Vordringen über die an der Bewegungsbahn abgeschnittenen Gneisbänke die Tendenz zur Überföhrung des in Aufspaltung begriffenen Zentralgneisgewölbes.

Isolierte Zentralgneisschollen innerhalb der Schieferhülle des unteren Fleißtales („Fleißalmscholle“). (Siehe Taf. VI, Fig. 2; Taf. VII, Fig. 1.) Unterhalb des alten Pochers im Fleißtale folgt auf eine Erstreckung von 500—600 m eine mächtige Glimmerschieferzone, die fast ausschließlich aus dunklen, quarzreichen, rostig anwitternden Glimmerschiefen besteht. Die Bänke fallen mit 30° gegen SW ein. Das Durchstreichen der talaufwärts, in Begleitung derselben Schiefer, stark entwickelten Bänderquarzite konnte ich hier nicht feststellen. Über dieser breiten Glimmerschieferzone folgt nun — knapp oberhalb der oberen Fleißbahn — abermals eine mächtigere Gneislage, auf welche ich schon in der vor drei Jahren erschienenen Mitteilung „Zur Geologie der östlichen Tauern“ (S. 106) verwiesen habe; eine Angabe, die von Kober — offenbar infolge Verwechslung der Örtlichkeit des alten Pochers mit jener des Pochers — mit jener Leichtfertigkeit, die er mir ganz unzutreffenderweise bei dieser Gelegenheit vorwirft, vollkommen mißverstanden wurde (siehe die Erwiderung an Kober in der Verh. d. Geol. Bundesanst. 1926).

Oberhalb der Fleißalpe erscheinen also die Wände zu beiden Seiten des Tales von mächtigeren Gneissmassen zusammengesetzt, die teilweise durch eingreifende oder auch durchgreifende Schieferzungen noch weiter zerlappt werden. Der tiefere Teil der Gneisschollen besteht aus typischen, porphyrischen Gneisen, das Hangende dagegen aus dem aplitisch-amphibolitischen Randsteinen. Die untere Begrenzung dieser in die Schieferhülle eingehetteten Gneisslamellen ist eine ganz ausgesprochen tektonische.

Fig. 12 zeigt die untere Begrenzung der Gneisscholle am rechten Ufer des Fleißtales. (Gerade oberhalb der oberen Fleißalm, wo der Weg den Bach übersetzt.) Scharf und unvermittelt erscheinen hier die Gneise an ihrer Basis abgeschnitten. Eine gewaltige Harnischfläche mit prächtiger Striemung kennzeichnet den Schubkontakt. Keilartig greifen die Schiefer zwischen dem Gneis ein. Vom Gneis abgelöste Fetzen schwimmen inmitten des Schiefers. Die Schiefer selbst ziehen schräge, mit steilerer Neigung, an den flacher gelagerten Gneiskontakt heran, schmiegen sich der Grenze an und erscheinen hier in Quetschschiefer umgewandelt. Diese auf Textfig. 12 dargestellte porphyrische Gneislage stellt ein auf mehrere hundert Meter verfolgbares Band dar, welches seinerseits, wie ein Splitter, von der Basis einer größeren, darübergelegenen Gneiszone abgespalten erscheint. Auf der linken

Seite des Fleißtales zeichnete ich, gegenüber der vorgenannten Stelle, das auf Fig. 13a dargestellte Profil. Die porphyrischen Gneise erscheinen, wie drüben, von einer aplitisch-amphibolitischen Randzone überlagert. Auch hier ist die untere Grenze der Gneise ein mechanischer Bewegungskontakt. Innerhalb der porphyrischen Gneismasse lassen sich die Anzeichen starker Durchfaltung feststellen, die besonders an der Verfaltung der eingeschalteten Quarzgänge zum Ausdruck kommt. Die größeren, porphyrischen Feldspate sind augenartig ausgezogen und besonders an den gefalteten Stellen linsenartig ausgedünnt. Glimmerige Strähne bilden die Faltungsbahnen ab (Fig. 13b). Das Detailbild zeigt, daß hier erst nach der Schieferung, die dem Gestein seine Lagerstruktur und somit die Faltungsfähigkeit gegeben hat, und auch erst nach Entstehung der Quarzgänge, spätere, jüngere Faltungen eingegriffen haben, welche ersichtlich als Begleiterscheinung jener Schollenbewegungen aufgefaßt werden können, die die Gneisscholle, isoliert, in die Schieferhülle eingebettet haben.

An einer nahe gelegenen Stelle konnte ich das auf Fig. 13c angegebene Bild einer doppelten Schieferung im Gneis beobachten. Die ursprüngliche, kristalloplastische Schieferung ist an der Anordnung der porphyrischen Feldspate, die von muskovitischen Fasern umschlossen und in der Richtung fortgesetzt werden, ersichtlich. Unter einem spitzen Winkel wird diese ältere Bewegungsrichtung von einer jüngeren überschritten, deren Flächen mit großen Muskovittafeln besetzt erscheinen.

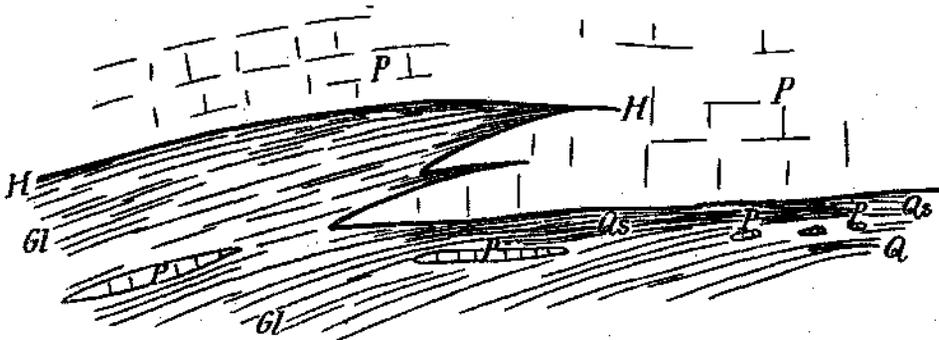


Fig. 12. *P* = porphyrischer Zentralgneis. *Gl* = untere quarzreiche Glimmerschiefer. *Gs* = verquetschte Glimmerschiefer. *Q* = Quarzlinse. *H* = Harnischfläche an der Basis der Zentralgneisschuppe.

Also auch hier wieder die Anzeichen zweier, zeitlich getrennter Bewegungsvorgänge! Den besten Aufschluß in die hier, im S des Fleißbaches auftretende Gneisscholle gewährt aber die gewaltige, schutterförmige Rinne, welche halbwegs zwischen oberer Fleißalm und altem Pocher nach S zur Richardtswand aufsteigt. Hier zeigt sich folgendes: Über den unteren Glimmerschiefern folgt zunächst der porphyrische Gneis, der an der Basis stark verschiefert ist. An der Grenze gegen die auflagernden aplitisch-amphibolitischen, granatführenden Bändergneise zieht ein 5 m mächtiges Schieferband durch. Die Gneise (porphyrische Gneise und Bändergneise) sind hier über 110 m mächtig. Die Hangendgneise sind durch das Auftreten serizitischer Häute stark schiefrig und durch zerschlossene Granaten ausgezeichnet. Nun folgt über den Gneiskomplex ein an der Basis etwas gequetschter Glimmerschiefer. Er erscheint von zahlreichen, prächtigen Apliten durchsetzt und enthält auch basische Einschaltungen. Es ist ein typisch injizierter Glimmerschiefer. Fig. 14 zeigt das Erscheinungsbild eines in die Glimmerschiefer eingeschalteten, gefalteten Aplits. Die bei der Schieferung entstandenen Quarzlagen im Glimmerschiefer sind in intensive, verschlungene Falten gelegt. Diese etwa 140 m mächtigen Glimmerschiefer können als das ursprüngliche, wohl nur durch Teilbewegungen verschobene Dach der unterlagernden Gneismasse aufgefaßt werden. Der Glimmerschiefer ist offenbar mit dem Gneise gemeinsame tektonische Wege gegangen. In dem betrachteten Schluchtprofil wird das Hangende der oberen Glimmerschieferzone schließlich von einer höheren porphyrischen Gneismasse gebildet, die der Sandkopfdecke angehört. Ich komme auf diese im Liegenden der Kalkgesteine der Richardtswand auftretende Gneisschnuppe noch im folgenden zu sprechen.

Etwa 300 m talaufwärts (östlich) des vorgenannten Profils habe ich im Aufstieg durch den Graben, der knapp unterhalb des oberen Pochers vom S her einmündet, die auf Textfig. 15a dargestellten Lagerungen beobachtet. Über einer etwa 100 m mächtigen Zone unterer, dunkler, biotitreicher Glimmerschiefer folgt eine Masse porphyrischen (auch granatführenden) Gneises, der gegen seine Basis hin von Serizitonen durchsetzt ist. An seiner unteren Grenze selbst fand ich eine über 10 cm starke Quetschschieferzone, aus einem Muskovitschiefer bestehend. Es liegt also auch hier ein Bewegungskontakt vor. Durch eine dünne Schieferlage getrennt legt sich dem porphyrischen Gneis, sowie im früheren Profil, ein aplitischer, amphibolitisch gebänderter Gneis auf, der von einer Zone von Glimmerschiefern, analog jenen der Basis überdeckt wird. Der Gneis zeigt an der Stelle seines, gegen O hin erfolgenden Auskeilens in den Glimmerschiefern eine Teilung in zwei Lappen.

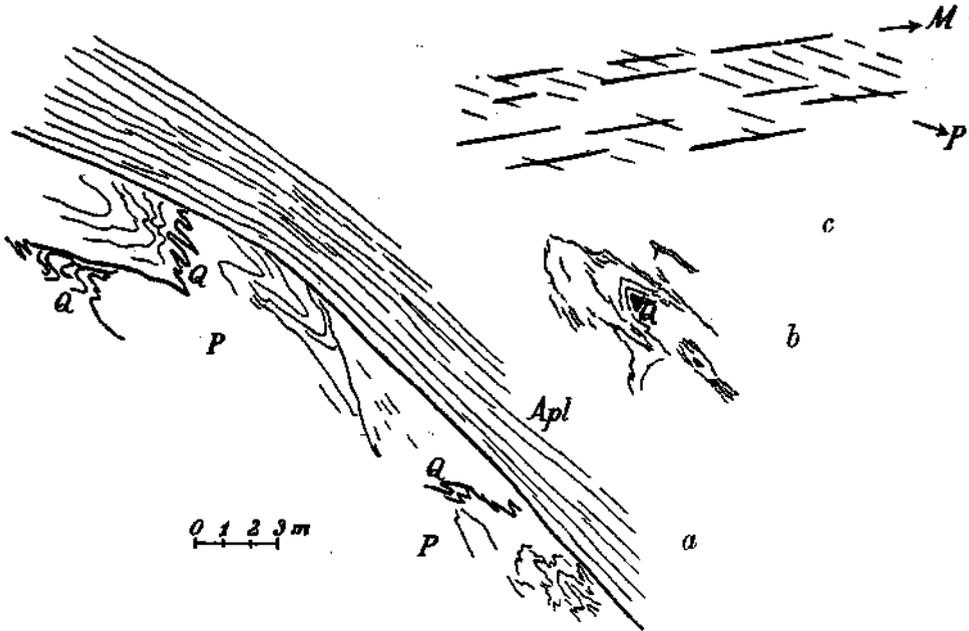


Fig. 13.

Fig. 13a. P = porphyrischer Zentralgneis (gefaltet), Q = gefaltete Quarzgänge im Gneis, Apl = aplitisch-lamprophyrische Randgneise.

Fig. 13b. Q = Quarznest.

Fig. 13c. P = Richtung der Kristallisationsschieferung im Gneis, M = Richtung einer jüngeren Muskovitschieferung.

Die Lagerung der in Begleitung der „Fleißalmscholle“ auftretenden Schiefergesteine. Durch genaue Untersuchung der Schiefergesteine, welche die genannte Gneisscholle (im unteren Fleißtale) begleiten, konnte festgestellt werden, daß sich auch innerhalb der Schieferhülle die Anzeichen starker Durchbewegung einstellen. Dort, wo die aplitisch-amphibolitischen, höheren Lagen der Gneisscholle im SO der Fleißalm gegen die Talsohle herabkommen, deuten grobschuppige Chlorit- und Muskovitschiefer die mechanische Natur des Grenzkontaktes an. Die Glimmerschiefer sind ebenso wie die aplitisch-lamprophyrischen Randgesteine in Falten gelegt, wobei der schon früher — in der Phase der Kristallisationsschieferung — gebildete Lagenbau mitgefaltet erscheint. Insbesondere sind es die auf Fig. 16 dargestellten Verfaltungen der Quarzlagen des Glimmerschiefers, die perlschnurartige Ausquetschung der letzteren, welche anzeigen, daß die Faltung ein schon in seiner Lagenstruktur ausgebildetes Gestein ergriffen hat. Als losen Block fand ich in diesem Raum auch ein quarzitisches Gestein, welches ganz platt gedrückte, ausgewalzte Magnetitkristalle erkennen läßt. All diese Erscheinungen sind ein Beweis, daß die Gleit- und Schubvorgänge in Gneis- und Schieferhülle und die Faltung der genannten, später vor sich gegangen sind, als jene Bewegungen, die den Gesteinen ihre grundlegende, kristalloblastische Struktur aufgeprägt haben.

Weder die auf der S-Seite, noch die auf der N-Seite des unteren Kleinen Fleißtales (zwischen oberer Fleißalpe und altem Pocher) auftretenden Gneisschollen, „Fleißalpschollen“, verbinden sich mit den keilförmigen Enden der Hauptgneissmasse des Sonnblicks. Sie lagern durch eine durchstreichende, mächtige Schiefermasse von dieser abgetrennt, in der Schieferhülle eingebettet: als losgerissene, wahrscheinlich bei der gemeinsamen Vorbewegung von Gneis und Schieferhülle innerhalb der letzteren zurückgebliebene Schollen. Die mechanischen Bewegungskontakte und die Anzeichen lebhafterer Faltung, die die begleitenden Randgesteine und die Schieferhüllmassen der vorgenannten Gneisschollen erkennen lassen, sind ein sicherer Hinweis darauf, daß hier Teile des Zentralgneises und seines einstigen Schieferdaches in eine kräftige, jüngere Schub- und Faltentektonik einbezogen wurden.

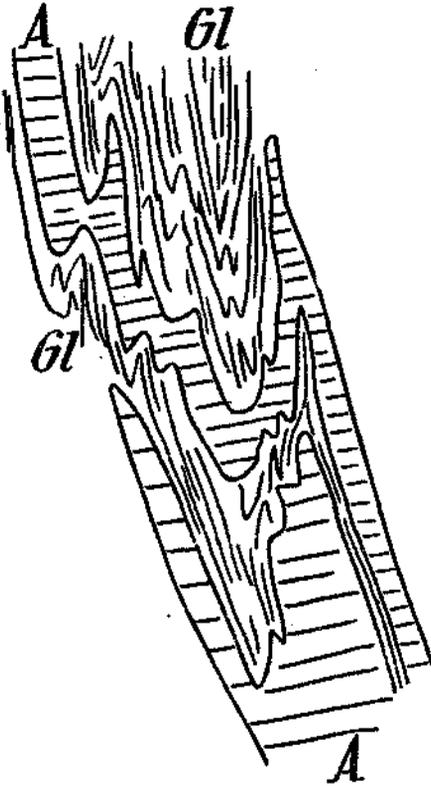


Fig. 14. A = Aplit. Gl = untere Glimmerschiefer.

Die Sandkopfdecke. Auf der S-Seite des Fleißtales und von hier bis über die Zirknitz hinausreichend, läßt sich über der zum Teil mächtigen, unteren Schieferhülle, welche auch die „Fleißalpscholle“ umhüllt, noch ein höheres Band von Zentralgneis feststellen. Wegen seines Auftretens am Sandkopf (3083 m) möchte ich es als Sandkopfdecke bezeichnen. Im allgemeinen erscheint dieses Gneisband an der Grenze zwischen unterer, silikatreicher (Glimmer-) Schieferhülle und der auflastenden, hier kalkig-schiefrig-quarzitischen (Angertal-) Serie. Es nimmt also gewissermaßen die Position eines höheren stratigraphischen Gliedes ein (siehe Taf. VI, Fig. 2; Taf. VII, Fig. 1).

Der Gneis der „Sandkopfdecke“ ist ein typisch grobporphyrischer, sehr stark von Serizithäuten durchzogener Augengneis. Mehrere Zentimeter große Feldspat-Augen sind häufig zu beobachten. Stellenweise geht das Gestein in quarzitische Schiefer über, die ganz ausgewalzten Gneisen entsprechen. Die stark mechanisch hergenommene Beschaffenheit des Gesteins, seine scharfe Abgrenzung gegen die Schieferhülle und das Fehlen einer aplitisch-lamprophyrischen Umsäumung läßt erkennen, daß es sich hier um eine tektonisch in die höheren Teile der Schieferhülle einbezogene Gneislamelle handelt. Es liegt nahe, nach der Analogie mit der tiefergelegenen Fleißalpscholle, auch in der Sandkopfdecke eine von der Sonnblickmasse abgespaltene Gneisscholle zu erblicken. Eine Fortsetzung der „Sandkopfdecke“, nördlich des Kleinen Fleißtales, konnte ich nicht mehr feststellen. Sie zieht auch in der Kleinen Fleiß nicht mehr bis ganz in die Talsohle herab, sondern keilt schon

vorher am Gehänge unterhalb des westlichen Teiles der Richardtswand aus.

Die Rote-Wand-Gneisdecke. Stark hat festgestellt, daß über den kalkigen Gesteinsgliedern der Schieferhülle, an der Basis der Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer und Serpentine, noch eine höhere, häufig in Teillamellen aufgelöste Gneislage folgt, die durch besonders starke mechanische Deformationen ausgezeichnet ist (Rote-Wand-Gneisdecke). Kober hat dann diese Zone im Raume nördlich von Heiligenblut, im Gebiete des Moderecks, verfolgt und hier als Modereckdecke bezeichnet.

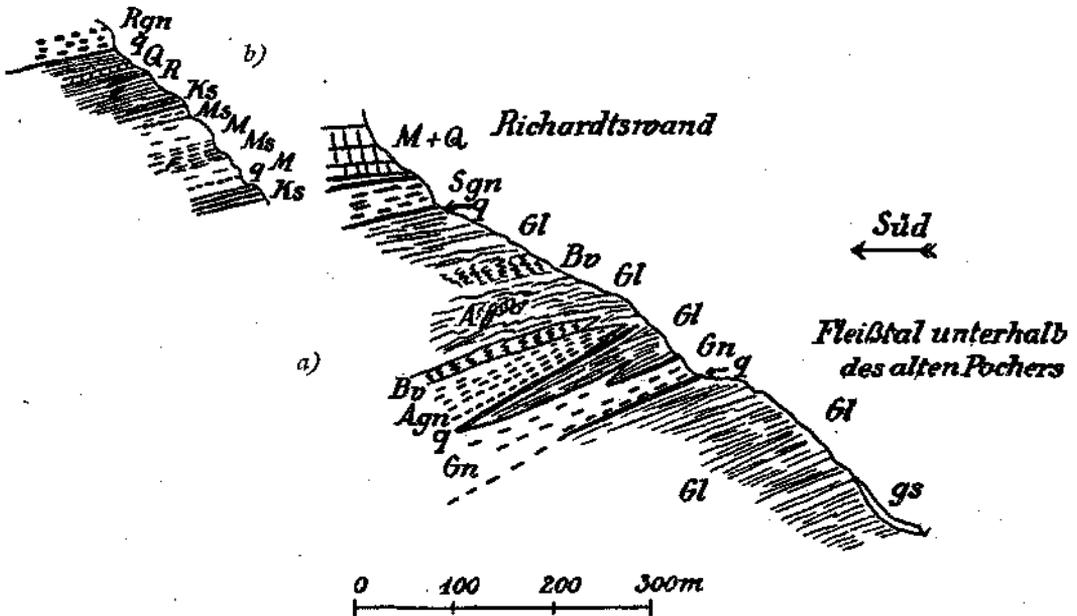


Fig. 15. *Gn* = porphyrischer Zentralgneis. *Agn* = aplitisch-lamprophyrischer Zentralgneis. *Bv* = basische Einschaltungen an der Grenze gegen und im Glimmerschiefer. *A* = gefalteter Aplit im Glimmerschiefer. *Sgn* = porphyrischer Zentralgneis der Sandkopfschicht. *Rgn* = Zentralgneis der Rote-Wand-Gneisdecke. *G1* = untere, braun anwitternde quarzreiche Glimmerschiefer. *M* = schiefrige Marmore. *Q* = Quarzite in Begleitung der Marmore. *Ms* = Marmorschiefer. *Ks* = kalkreiche Schiefer. *R* = dunkle, auch kalkhaltige Glimmerschiefer (an die Riffelschiefer erinnernd). *q* = Quetschzonen.

Die Rote-Wand-Gneisdecke legt sich, wie Fig. 15 *b* zeigt, im Ausgang des Fleißtales nicht direkt den kalkig-quarzitischen Schiefergesteinen der Richardtswand auf, sondern erscheint von letzteren noch durch eine mächtigere Lage von dunklen, kalkhaltigen Schiefen, dem wahrscheinlichen Äquivalent der Riffelschiefer, getrennt. Der Komplex fällt mit 35° gegen SW ab. Von der Fleißkapelle, wo die Rote-Wand-Gneise die Gehänge oberhalb der mit den Gehöften besetzten Terrasse bilden, lassen sie sich über dem Mönchsberg zum Trogereck (2780 m) verfolgen. Im allgemeinen herrschen mechanisch ausgewalzte Augen-gneise, aplitischer Beschaffenheit, unter den in Betracht kommenden Raum auftretenden Gesteinen der Roten-Wand-Gneisdecke vor. Indessen treten auch normale, grob porphyrische Gneise hervor. Am Trogereck fand ich die Gesteine unter dem Einflusse besonders starker mechanisch-kataklastischer Deformation stark verändert. Sie erscheinen hier voll-

kommen verquetscht und verschliffen. Erst über der Roten-Wand-Gneisdecke lagern die durch mächtige Grünschieferlagen und Serpentine ausgezeichneten Glieder der oberen Schieferhülle. Die Rote-Wand-Gneisdecke kann in Übereinstimmung mit Stark als ein Bestandteil der Sonnblickmasse, und zwar als deren tektonisch höchst gelegene Schuppe, aufgefaßt werden, der sie nach ihrer petrographischen Beschaffenheit (abgesehen von dem sekundären Merkmal der starken mechanischen Deformation) und nach der Lagerung — nur wenige hundert Meter über der mit der Sonnblickmasse engstens verknüpften Sandkopfdecke gelegen — zugehört.

Die Tektonik der Schieferhülle an der SW-Abdachung des Sonnblicks (im Fleißgebiete).

Es muß als ein nicht nur für den SW-Abfall des Sonnblicks, sondern auch für die ganzen östlichen Tauern bezeichnendes Moment hervorgehoben werden, daß die Aufeinanderfolge der



Fig. 16.

Schieferhülle (untere silikatreiche Glimmerschiefer, mittlere kalkig-quarzitische Gesteine, obere kalkschieferige-grünschieferige Hülle) im großen und ganzen gewahrt blieb, obwohl doch die tektonische Einschaltung höherer Gneislager das Eingreifen gewaltiger Schubbewegungen voraussetzen läßt. Auch hier, — an der SW-Abdachung des Sonnblicks — folgen die drei vorgenannten Schieferglieder im allgemeinen regelmäßig — und zwar voneinander durch die Sandkopf-, bzw. Rote-Wand-Gneisdecke getrennt — übereinander. Bei genauerem Zusehen zeigen sich aber Komplikationen im Bau der Schieferhülle.

Zwischen die von der Hauptmasse des Sonnblicks abgespaltenen Keile dringt nur die tiefste Schieferhülle, die dunklen, oft biotitreichen Glimmerschiefer und reinen Quarzite ein. Besonders die letztgenannten sind es, welche weit zwischen die Gneise eingeschoben erscheinen. Es ist am Abfall der Gjaidtroghöhe ersichtlich, daß die unter und über dem Gneiskeil auftretende Glimmerschiefer-Quarzitserie einer tektonischen Verdoppelung entspricht. Da diese Sedimentärquarzite, in den zwischen Gneis eingreifenden Keilen mächtig zusammengestaut sind und auch über den Gneisen (oberhalb des Zirmsees) auftreten, weiter im SW aber, wo die Schieferzone in das Fleißtal ausstreicht, fehlen, so kann vermutet werden, daß sie von hier in den Raum zwischen die Gneise hinein, tektonisch, abgeschoben wurden.

Auch die an der Südseite des Fleißtales zwischen den Gneiskeilen und der „Fleißalpscholle“ eingeschalteten Glimmerschiefer liegen in mehrfacher Schuppung vor, wovon schon die mannigfachen, mechanischen Bewegungskontakte Zeugnis ablegen. Während auf der N-Seite des Fleißtales über den unteren Glimmerschiefern noch mächtigere, helle Glanzschiefer (Chloritoidschiefer) folgen, treten diese — offenbar aus

tektonischen Gründen — auf der S-Seite des Fleißtales an dem aufsteigenden Sonnblickgewölbe ganz zurück (siehe Taf. VI, Fig. 1). Der Raum zwischen der Sandkopfdecke einerseits und der Sonnblickmasse, bzw. der „Fleißalmscholle“ andererseits wird hier vorwiegend von den mächtigen, mehrfach zusammengeschobenen, unteren Glimmerschiefern gebildet. Das Auskeilen der noch das untere Fleißtal von N her übersetzenden Glanzschiefer am Gehänge der Richardtswand scheint mit dem südlich des Fleißtales erfolgenden Einsetzen der Sandkopfdecke im Zusammenhang zu stehen. Es ist weiters sehr bezeichnend, daß die mächtige Anschoppung tiefster Schieferhülle im Kleinen Fleißtale mit dem Auftreten der tektonischen Verschuppung der Gneise verknüpft ist,¹⁾ während in den höheren Teilen der Sonnblickmasse (z. B. am Roten Mann) über der dort auftretenden Hauptgneismasse die Mächtigkeit der Schieferhülle stark abnimmt. Hier nähern sich die Gneisgesteine der Sandkopfdecke sehr der Gneishauptmasse. Wir werden sehen, daß sich weiter nach SO hin, in der Zirknitz, die Distanz zwischen Sandkopfdecke und Sonnblickgneis noch mehr verringert, wodurch schon die Zugehörigkeit der ersteren zum Sonnblickmassiv ganz zweifellos erscheint.

Gesamtbild der Tektonik im Fleißgebiete. Fassen wir das Bild, welches die prächtigen Aufschlüsse im Fleißgebiete — vom Sonnblick bis Heiligenblut — gewähren, zusammen, so können wir hervorheben: Über Gneis und Schieferhülle, die bereits eine in einer älteren tektonischen Phase erworbene, kristalline Schiefer- und Lagerstruktur aufzuweisen hatten, ging eine mächtige Bewegung hinweg. Von der sich kuppelartig aufwölbenden Gneismasse wurden zwei große Lamellen, die jetzt als „Rote-Wand-Gneisdecke“ und als „Sandkopfdecke“ in Erscheinung treten, abgelöst und in das Bewegungsbild der vordringenden Schieferhülle einbezogen. Sie sind von dem Gneiskörper, von dem sie abstammen, auf rein tektonischem Wege abgelöst worden. Die beginnende Abspaltung griff aber auch in den Hauptgneiskörper selbst ein. Sie erzeugte einen, auf 1 km Länge verfolgbareren Einschub von Schieferhüllegesteinen in die sich rißartig öffnende Flanke des Gneiskörpers hinein. Es ist also ein im Sinne der allgemeinen Bewegung von SW gegen NO aus der Tiefe herauf erfolgter, tektomischer Einschub, der uns hier begegnet. Von der keilartig gegen SW sich zuspitzenden, aufgespaltenen Sonnblickmasse rissen bei weiterer Bewegung die Enden ab und verblieben als „Fleißalpschollen“ innerhalb der Schieferhülle relativ zurück.

Die Vorbewegung der Schieferhülle und ihr Aufsteigen an dem Gneisgewölbe des Sonnblicks ist an den Profilen des Fleißtales in klarer Weise ersichtlich. Indem sich die einzelnen Gneislamellen in verschiedener Höhe von dem sich wölbenden Hauptkörper abspalteten, wurde die vorgleitende Schieferhülle mit ihren tieferen Teilen zwischen die sich öffnenden Fugen der Hauptmasse selbst und zwischen die letztere und die Sandkopfdecke eingeschoben, weiters die mittlere Schieferhülle zwischen Sandkopfdecke und Rote-Wand-Gneisdecke eingepreßt und vorbewegt, während die obere Schieferhülle ihr Vorgleiten nur im Hangenden der Roten-Wand-Gneisdecke vollzog. Auf

¹⁾ Am Gehänge knapp nordöstlich oberhalb der Fleißalpe schaltet sich über der „Fleißalpscholle“, die hier im Grenzniveau zwischen unteren Glimmerschiefern und Glanzschiefern liegt, eine Marmorlage ein. Wahrscheinlich entspricht sie einer Einschuppung aus der höher liegenden „Angertalserie“.

diese Weise erklärt sich, meiner Ansicht nach, die tektonische Einschaltung von Gneislamellen in verschiedenen hochgelegene Niveaus der Schieferhülle. Wir werden später, bei einem Gesamtüberblick über den Bau des Sonnblicks, an der Hand von Skizzen auf diese Bewegungsvorgänge nochmals zurückkommen.

Die SW-Abdachung der Sonnblickmasse im Zirknitztal. Der Bau der Sonnblickmasse setzt sich aus der Fleiß gegen SO hin, in das Gebiet der Großen Zirknitz fort. Die in der unteren Fleiß noch mächtige, untere Schieferhülle nimmt, wie betont, gegen die Höhe des Sandkopfes schon ab und erscheint in der Großen Zirknitz unter der

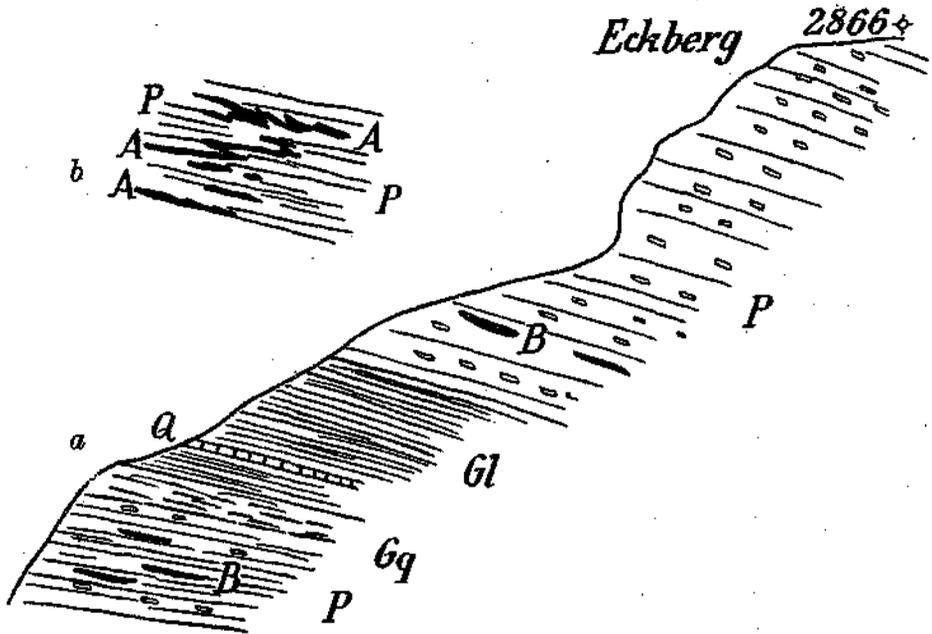


Fig. 17.

Fig. 17 a. P = stark geschieferter, porphyrischer Zentralgneis. Gq = ganz gequetschte Zentralgneise. B = ausgewalzte basische Schlieren im Gneis. Gl = untere quarzreiche Glimmerschiefer. Q = dunkle Quarzite darin.

Fig. 17 b. P = stark zerwalzter, porphyrischer Zentralgneis. A = in die Schieferungsrichtung eingelenkte, ausgedünnte Aplitlagen.

Sandkopfdecke noch mehr reduziert. Auf Textfig. 17 sind die Lagerungsverhältnisse im Profil durch den Eckberg an der O-Seite der Großen Zirknitz zur Darstellung gebracht. Der Hauptzentralgneis ist in seinem oberen Teile vollkommen verschiefert und durch stark ausgewalzte, basische Schlieren gekennzeichnet. Darüber folgt eine etwa 30 m mächtige Masse von dunklen, biotitreichen Glimmerschiefern, mit dünnen Einlagerungen von Bänderquarzit. Darüber legt sich mit 15° gegen SO gerichtetem Einfallen die den Gipfel des Eckberges (2866 m) bildende „Sandkopfdecke“. Sie besteht aus mechanisch besonders stark deformierten Gesteinen. Die Biotitschlieren sind in parallele Streifen ausgezogen, der porphyrische Gneis ist durch Deformierung der Feldspate augengneisartig entwickelt und die ihn durchsetzenden Aplite und Quarzadern sind durch Druck und Gleitung in eine mit der Schieferung nahezu parallele Lage gepreßt. Es kommen hier also die Anzeichen sehr

bedeutender, mechanischer Einwirkungen zum Ausdruck, welche eine weitgehendere Vorbewegung der Sandkopfdecke nahelegen. Auch hier ist also die Abtrennung dieser oberen Gneisschuppe als eine rein tektonische Erscheinung aufzufassen. Leider war es mir noch nicht möglich, den Verlauf der Sandkopfdecke weiter in SO-Richtung zu verfolgen. Die Profile der Zirknitz zeigen durch die enge räumliche Beziehung, welche die nur durch ein geringmächtiges Schieferband von der Hauptmasse abgetrennte Sandkopfdecke zu letzterer aufweist, daß sie eine von dem Rücken der Sonnblickmasse abgespaltene Schuppe darstellt.

B. Die Nordostabdachung des Sonnblickmassivs.

Es wurde schon in den einleitenden Worten zur Tektonik betont, daß an der NO-Flanke des Sonnblickmassivs, die orographisch der Abdachung gegen die Rauris und gegen das Wurtental entspricht, infolge der steilen Aufrichtung und Überkippung der Gesteinskomplexe kompliziertere Lagerungsverhältnisse, als an der Südwestabdachung vorherrschen. So wie dort, treten auch hier über der Hauptgneissmasse zwei weiter verfolgbare Gneisslamellen innerhalb der Schieferhülle zutage: die höheren „Neuhaugneise“ und die tieferen „Knappenhausgneise“. Schon eine flüchtige Betrachtung des Profiles (siehe Taf. VI, Fig. 2) läßt erkennen, daß die Knappenhausgneise, die invers (mit 50—80°) unter die innere Glimmerschieferzone, am NO-Saum der Sonnblickmasse, hinabsinken, nichts anderes darstellen, als die über dem Sonnblickgewölbe denudierte Fortsetzung der Sandkopfdecke. Beträgt doch die Distanz zwischen den Erosionsrändern der am Eckberg und Sandkopf zum Luftsattel des Sonnblicks aufsteigenden „Sandkopfdecke“ und der jenseits der Wölbung steil hinabtauchenden, gleichartigen „Knappenhausdecke“ nur 2·2—2·5 km. Es kann nach dieser Sachlage an dem einstigen Zusammenhang der beiden Gneisslamellen und somit an ihrer Identität nicht gezweifelt werden. Ich gebrauche daher im folgenden für diese an beiden Flügeln des Sonnblickgewölbes auftretende tektonische Einheit die Bezeichnung „Sandkopf-Knappenhausdecke“.

Es liegt nahe, auch für die höheren Gneisszonen am SW-, bzw. NO-Flügel der Sonnblickmasse, das ist für Modereckdecke, bzw. für die Neubaudecke, eine tektonische Äquivalenz vorauszusetzen. Die petrographische Analogie, die — wenigstens in dem von mir untersuchten Teile — zwischen beiden Gneisschollen erkennbar ist (vorherrschend aplitische Randgesteine), spricht durchaus zugunsten dieser Auffassung. Ich neige daher der Annahme zu, daß wir in der Neuhauzone das Eintauchen der ursprünglich die Wölbung der Sonnblickmasse ganz überdeckenden Rote-Wand-(Modereck-)Decke vor uns sehen. Indessen möchte ich diese, mir wahrscheinlich erscheinende Annahme nicht als die einzige Möglichkeit betrachten und die Eventualität nicht ausschließen, daß die Neubaugneise nur eine Teilschuppung der vorerwähnten „Sandkopf-Knappenhausdecke“ am NO-Flügel der Sonnblickmasse darstellen. Unter

dieser Voraussetzung würden die Roten-Wand-Gneise einer höheren tektonischen Einheit als die Neubaugneise entsprechen.

Nach der Feststellung dieser leitenden Momente für die Auflösung der Sonnblicktektonik können wir nunmehr auf die Beschreibung der Einzelprofile an der NO-Flanke des Massivs eingehen.

Das Profil vom Hohen Sonnblick nach Kolm-Saigurn. In mächtigen Wänden bricht der Hohe Sonnblick gegen N (NO) zur Rauris ab. Wenn man die prächtigen Faltungen betrachtet, die am Südostgrat des Hohen Sonnblicks im Aufstieg von der Rojacherhütte auftreten, so könnte zunächst die Auffassung erweckt werden, es würde die Sonnblickmasse in Form einer großen überkippten oder steil stehenden Falte mit ihren Gneisen unter die aufgelagerten Glimmerschiefer hinabtauchen. Indessen ergibt eine genauere Betrachtung ein anderes Bild. Taf. VI, Fig. 2, und Textfig. 19 auf S. 303 läßt erkennen, daß

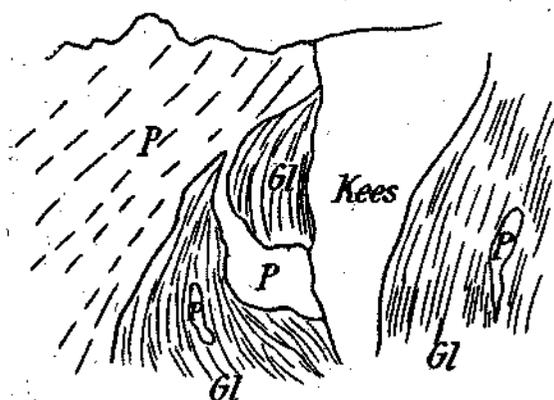


Fig. 18. P = porphyrischer Zentralgneis.
Gl = untere Glimmerschiefer.

die Bänke der Hauptgneismasse im allgemeinen mit flacherer Lagerung bis an den Schieferkontakt herantreten und hier diskordant am Glimmerschiefer abstoßen. Eine derartige Beziehung zwischen Gneis- und Schieferhülle kann an den Kontakten bei der Rojacherhütte, in der N-Wand des Sonnblicks und bei der Goldzeche (Fig. 18) festgestellt werden. Dasselbe Verhältnis ist auch in dem später zu besprechenden Profil durch das Alteck verwirklicht.

Die Grenze zwischen Gneis und Schieferhülle am NO-Saum des Sonnblicks entspricht nicht dem Untertauchen einer Liegendfalte, sondern einem von Faltungerscheinungen begleiteten steilen Aufschub der Sonnblickmasse über die vorgelagerte Schieferzone. Die Aufschiebung erfolgte an einer mit etwa 70° geneigten Bewegungsfläche.

Nördlich der Rojacherhütte legen sich die mittelsteil NO fallenden, grobporphyrischen Gneisbänke, gegen die Schiefergrenze hin, flach und steigen sogar ein wenig dorthin an, um dann diskordant an den überkippten (mit 70° SW einfallenden) Glimmerschieferbänken abzustößen.

Von der unzugänglichen Wand östlich, unterhalb der Goldzecharte, zeichnete ich vom Hohen Sonnblick aus das auf Textfig. 18 dargestellte Kontaktbild zwischen Hauptgneis und Schieferhülle. Mit steilen aufsteigenden Bänken schiebt sich hier die Gneismasse über die Schiefer. Von der Basis des Gneises sind Fetzen abgelöst und in die Schieferhülle eingebettet. So treten denn auch hier überall die porphyrischen Kerngneise ohne aplitisch-amphibolitische Randfazies mit der Schieferhülle in Kontakt.

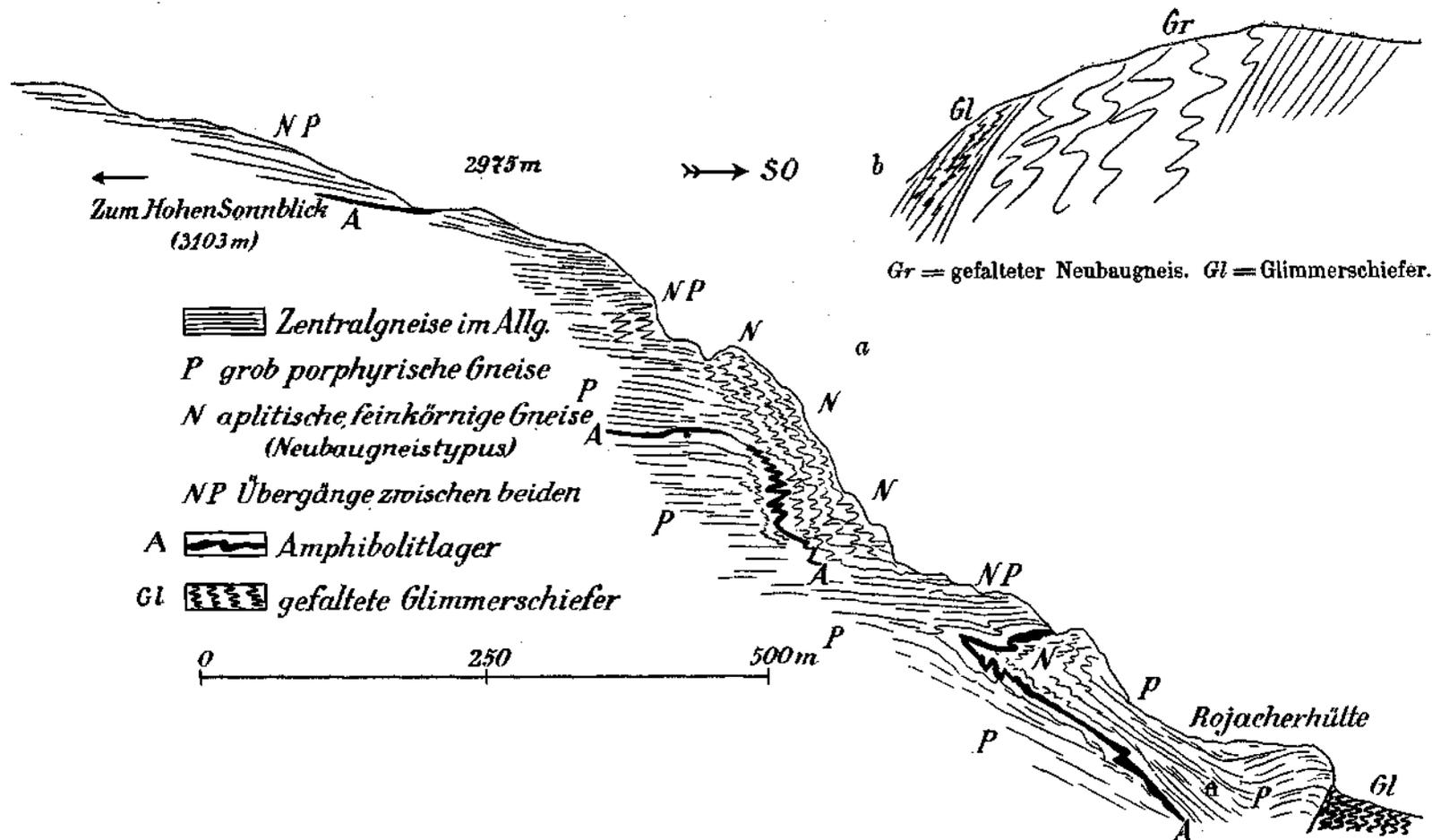


Fig. 19.

Auf Textfig. 19a sind die prachtvollen Faltungen zur Darstellung gebracht, welche sich am SO-Grat des Sonnblicks, mit Annäherung an die Glimmerschiefergrenze, im oberen Teil der Sonnblickmasse einstellen. Es handelt sich hier offenbar um eine mit Faltungen verbundene Schleppung der Schichten an der steil aufsteigenden Schubfläche, an welcher sich die Sonnblickmasse über die nordöstlich folgende Mallnitzer Mulde heraushebt. Während die Gneise an dem aus dem Vogelmeierkees herausragenden Felsköpfen noch flach liegen, erscheinen sie am Felsgrat, über den der Sonnblicksteig hinaufführt, in steil abstürzende Falten gelegt. Hier sind es vor allem die infolge ihrer plattig-lagigen Struktur faltungsfähigen „Neubaugneise“ (Randgneise des Sonnblicks), welche in gewundenen Falten von der Sonnblickkuppe nordostwärts absinken. Aber auch noch die darunterliegenden, porphyrischen Gneise nehmen randlich, wenn auch in viel geringerem Grade, an der Faltung Anteil. Eine Amphibolitzone, auf die ich schon auf S. 272 verwiesen habe und die beiläufig an der unscharfen Grenze von porphyrischem Gneis und aplitischen Randgesteinen eingeschaltet ist, läßt an ihren prachtvollen Biegungen und Windungen die faltige Deformation gut überblicken (siehe Textfig. 19). In den gegen den Kees zu gelegenen Felsköpfen des oberen Sonnblicks sieht man diese Lage noch zwischen flach gelagerten Gneisen eingeschaltet, um sie dann am Grat in steilen Falten zwischen hellen Gneisen absteigend, feststellen zu können. Aber schon in den Wänden gleich oberhalb der Rojacherhütte setzen die Faltungen aus. Die porphyrischen Gneise treten hier ohne Überdeckung durch die Randgesteine diskordant an die Schiefer heran.

Die Faltenbilder am Sonnblickgrate, die insbesondere in den Neubaugneisen hervortreten, sind jünger als die Schieferung des Gesteinkomplexes. Denn eine so ausgeprägte Durchfaltung hat naturgemäß die Existenz einer ausgesprochenen Lagenstruktur schon zur Voraussetzung, wie sie eben beim Gneis durch die kristalloblastische Schieferung vorgezeichnet wurde. Die einzelnen Gesteinslagen des Neubaugneises haben sich bei der Faltung, ihrer Festigkeit entsprechend, nach dem Stauchfaltengesetz (B. Sander)¹⁾ verhalten, indem sich die dünneren Zwischenlagen zu kleinen Teilfältchen innerhalb der stärkeren Lagen zusammengeschoben haben. Dies setzt, worauf im zweiten Teile dieser Arbeit näher eingegangen wird, eine gewisse Festigkeit des Gesteinskörpers während der Faltung voraus, wie sie zur Zeit der kristalloblastischen Durchschieferung nicht vorhanden gewesen sein kann. Es wurde also der schon geschieferte Gneis unter etwas anderen, oberflächennäheren Bedingungen von der Faltung ergriffen.

Die unter dem Gneis steil (mit 70°) hinabtauchende Glimmerschieferzone, die Grünschieferbänder enthält, erscheint stark durchgefaltet. Sie streicht von der kleinen Zirknitzscharte (nördlich des Altecks) über den Vogelmeierkees in die N-Wände des Sonnblicks und zum Hochnarrkees hinüber. Auch hier zeigt es sich wieder, daß die

¹⁾ Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tschermacks, mineral. u. petrogr. Mitt., 30. Bd., 1911, 3. u. 4. Heft, S. 286.

Verfaltung jünger sein muß als die kristalloblastische Schieferung der Glimmerschiefer, deren Lagenbau mitverfaltet erscheint.

Nun folgt — im Abstieg gegen Kolm-Saigurn — die erste der beiden in der Schieferhülle steckenden Gneiszonen: „Die Knappenhaus(Sandkopf)decke.“ Sie läßt sich aus den Wänden unterhalb des Hochnarrkeeses weiter über die mächtige N-Wand der Sonnblickvorkuppe, über den Vogelmeierkees zum Goldbergtauern und in das Wurtental verfolgen. In petrographischer Beziehung handelt es sich hier um syenitgranitische (vielfach durch Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende ausgezeichnete) Gesteine, ohne Beteiligung von Randgesteinen. Der Kontakt der Knappenhausgneise mit den inneren Glimmerschiefern fällt mit $60-80^\circ$ gegen SW ein. An der NO-Grenze der Gneisszone, gegen die Glimmerschiefer des Neubaus zu, erscheint ein etwas flacherer, etwa $50-70^\circ$ betragender Grenzkontakt.

Die zwischen den beiden steileren Grenzflächen eingeschlossene Gneismasse stößt, wie Taf. VI, Fig. 2, erkennen läßt, im NO völlig diskordant, mit 25° SW geneigten Bänken, an dem liegenden Glimmerschiefer ab. Gegen die SW-Begrenzung der Gneisscholle richten sich die Bänke steiler auf, um in der Nähe des Kontaktes mit $40-50^\circ$, am Kontakte selbst mit $70-80^\circ$ Neigung gegen SW unter die Glimmerschiefer einzuschließen. Dabei stellen sich hier die Anzeichen intensiver, mechanisch-kataklastischer Umformung ein. Die Gneise sind ganz zerquetscht und mürbe geworden, von Harnischen durchzogen und die Feldspatäugen in dünne Linsen ausgewalzt: kurz die Grenze zeigt in typischster Weise die Anzeichen eines bedeutenden, mechanischen Bewegungskontaktes.

Die „Knappenhauszone“ steckt, wie aus diesen Aufschlüssen geschlossen werden kann, als ein von diskordanten mechanischen Bewegungsflächen begrenzter Keil innerhalb der Schieferhülle, in die sie eingeschoben wurde. Aus dem schwachen Konvergieren der Grenzflächen gegen unten hin kann geschlossen werden, daß der Gneis nach der Tiefe zu in der Schieferhülle auskeilen dürfte, was mit dem früher angegebenen Bild einer vom S kommenden Schubmasse (Fortsetzung der Sandkopfdecke) vollständig im Einklang steht.

Es kann bei den zuletzt beschriebenen Aufschlüssen selbstverständlich nicht gezweifelt werden, daß die Entstehung der intensiven, kataklastischen Deformation der Gneise, die die Schubkontakte der Knappenhausdecke begleitet, nicht das geringste mit jenen Bewegungsvorgängen zu tun hat, welche die kristalloblastische Gneisstruktur geschaffen haben. Wie das diskordante Abstoßen der Gneise an der Schiefergrenze erkennen läßt, ist hier aus einem in seiner kristalloblastischen Schieferstruktur bereits fertig vorliegenden Gneiskörper ein Stück herausgerissen und schollenartig in die Schieferhülle hineingedrängt worden. Dabei hat sich durch Ausquetschung der Gneise und deren Kataklase eine Zerstörung, bzw. rückschreitende Umformung der kristalloblastischen Struktur (Diaphoresis) vollzogen, die als Begleiterscheinung der Überschiebung der Decke über die Sonnblickmasse anzusehen ist.

Wir schreiten nun in der überkippten Schichtfolge gegen das Liegende weiter vor. Die unter die „Knappenhausdecke“ untertauchende Zone brauner Glimmerschiefer nimmt den Raum zwischen den „Knappenhausgneisen“ und der „Neubaugneisdecke“ ein. Sie zieht aus dem Hochaarngebiete (vom Hocharnkees) über die Nordwände des Sonnblicks und seines Vorberges, über den Abbruch des Vogelmeierkees, knapp nördlich des Knappenhauses vorbei und von hier zur Fragantercharte und in den Wurtenkees hinein, wo sie Stark im Wurtental noch weiter verfolgen konnte. Sie enthält auf weitere Erstreckung ein Amphibolithband eingeschaltet. Die Glimmerschiefer, welche durchgefaltet erscheinen, fallen in unserem Profilschnitte mit 70° gegen SW ein (Streichen N 30° W) und enthalten genau die gleichen Quarzite wie die Glimmerschiefer im Liegenden der Neubaugneise. Besonders an der Grenze gegen die Neubaugneise sind die Glimmerschiefer und auch die Gneise in prächtige Falten gelegt. Der Kontakt entspricht einer Bewegungsfläche (siehe Textfig. 19b auf S. 303).

Die Neubaugneise — jene charakteristische aplitisch-amphibolitische Randfazies der Sonnblickmasse — erscheinen auf weite Erstreckung von starker Faltung durchzogen. Sie entsprechen, wie eine genaue Untersuchung des Detailbaues ergeben hat, einem mehrfach in sich zusammengestauten Komplex. Unterhalb des Aufzugsgebäudes der alten Seilbahn, die von Kolm-Saigurn früher zum Neubau hinaufführte, geht die untere Grenze der Neubaugneise gegen die unterlagernden Glimmerschiefer durch (siehe Textfig. 20a). Messungen des Fallens zeigten hier ein mit 50° , bzw. 55° gegen NNW gerichtetes Einfallen. Textfig. 20b stellt dar, wie die Quarzadern des Gneises, die wohl bei der Kristallisationschieferung entstanden sind, von der Faltung mitergriffen wurden. Außerdem treten im Neubaugneise sehr deutlich entwickelte, jüngere Quarzgänge hervor, welche den vom Hohen Sonnblick beschriebenen entsprechen und auch hier im allgemeinen ein ONO gerichtetes (N 65° O) Streichen aufzeigen. Im Liegenden der Haupt-Neubaugneiszone folgt unter dem Aufzugsgebäude, durch eine ganz gering mächtige Lage von stark gefaltetem Glimmerschiefer getrennt, ein zusammengestautes Gneisband von etwa 6 m Mächtigkeit, unter welchem noch kleinere Gneissplitter, die sich mit Harnischen gegen die zwischengeschalteten Schieferblätter abgrenzen, lagern. Es sind aber wohl nur kleinere Differentialbewegungen (Verschiebungen und Abfaltungen), die hier an der Grenze von Gneis und Schieferhülle in Erscheinung treten. Die Glimmerschiefer dürften auch hier das gegen den Gneis mehr oder minder stark verschobene Dach bilden. Die Glimmerschiefer zeigen — bei gleicher Ausbildung wie jene im Hangenden der Neubaugneise — ein Unterteufen der letzteren mit 70° (SW-Fallen).

Detailprofile aus dem Neubaugebiete. Auf Fig. 21 ist ein Detailprofil durch die Neubaugneise beim Knappenhaus gegeben, gerade in jenem Raum, in dem die Neubaugneise, die vom Herzog Ernst in einem wenig mächtigen Bande herabkommt, nunmehr zu großer Mächtigkeit anschwillt. Es ist wohl kein Zufall, daß sich gerade hier die Anzeichen sehr starker Verfaltung mit der Schieferhülle einstellen. Die Hauptmasse der Neubaugneise, welche im liegenden Teil der Profilschere auftritt, läßt sich in eine Anzahl von Teilfaltungen auflösen. Dann folgt (im Hangenden), mit scharfer (tektonischer) Grenze, der braune Glimmerschiefer, der zuerst eine Einschaltung eines

4 m mächtigen, darüber einer 6 m mächtigen Neubaugneislage (auch mit Augengneisen) enthält. Scharfe, durch Quetschschiefer und Harnische gekennzeichnete Gneisschieferkontakte sind sichtbar. Es liegen hier jedenfalls auf tektonischem Wege in die Schieferhülle eingeschobene, dann aber noch mit letzterer verfaltete Keile vor. Die erwähnten beiden oberen Gneislagen schließen sich etwas höher oben am Hange in Form einer Faltenstirn im Glimmerschiefer ab. Die Verbindung mit den Neubaugneisen des Herzog Ernst wird also nur durch die Hauptgneislage hergestellt.

Ich fasse die Faltungen im Neubaugneis, nördlich des Knappenhauses, als rückgestülpte, nach unten mit der Hauptlage der „Neubaugneise“ verbundene Rückfaltungen auf, wofür die örtlichen Verhältnisse und das allgemeine Bewegungsbild spricht. Ich

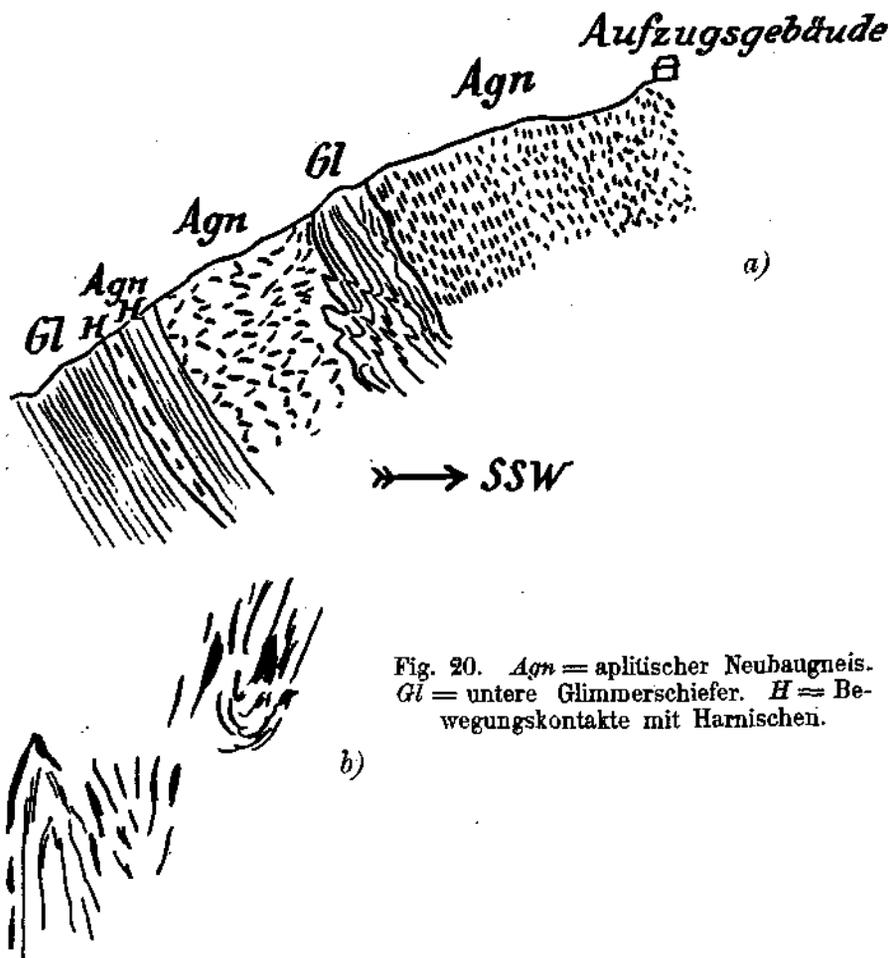


Fig. 20. *Agn* = aplitischer Neubaugneis. *Gl* = untere Glimmerschiefer. *H* = Bewegungskontakte mit Harnischen.

komme auf diese Frage noch beim „Überblick“ über die Sonnblicktektonik zurück. Es wird dort auseinandergesetzt werden, daß die Entstehung solcher Rückfaltungen bei einem Einwandern von Decken und Falten von oben her in eine entstehende breite Faltenmulde, als normale Folge der mit diesem Vorgehen verbundenen Einrollungen aufzufassen ist. Die Hauptlage der Neubaugneise streicht, ausgedünnt, wie noch bei Besprechung des östlichen Profils über den Herzog Ernst zur Fraganterscharte gezeigt werden wird, über den Luftsattel des Sonnblickgewölbes aus (siehe Fig. 1 a meiner Studie in Verh. d. Geol. Bundesanstalt 1923, S. 93).

Auf Textfig. 21 oben sind die Detailfalten im Neubaugneise beim Neubaugebäude selbst und westlich davon, gegen den Aufzug hin, zur Darstellung gebracht. Gegen den Neubau löst sich von der gefalteten Hauptzone der Gneise eine Randantiklinale (mit einem Streichen N 30° W) ab und wird von Glimmerschiefer unmantelt. So zeigt sich auch hier eine intensive Verfaltung der untertauchenden Neubaugneise mit den Glimmerschiefern.

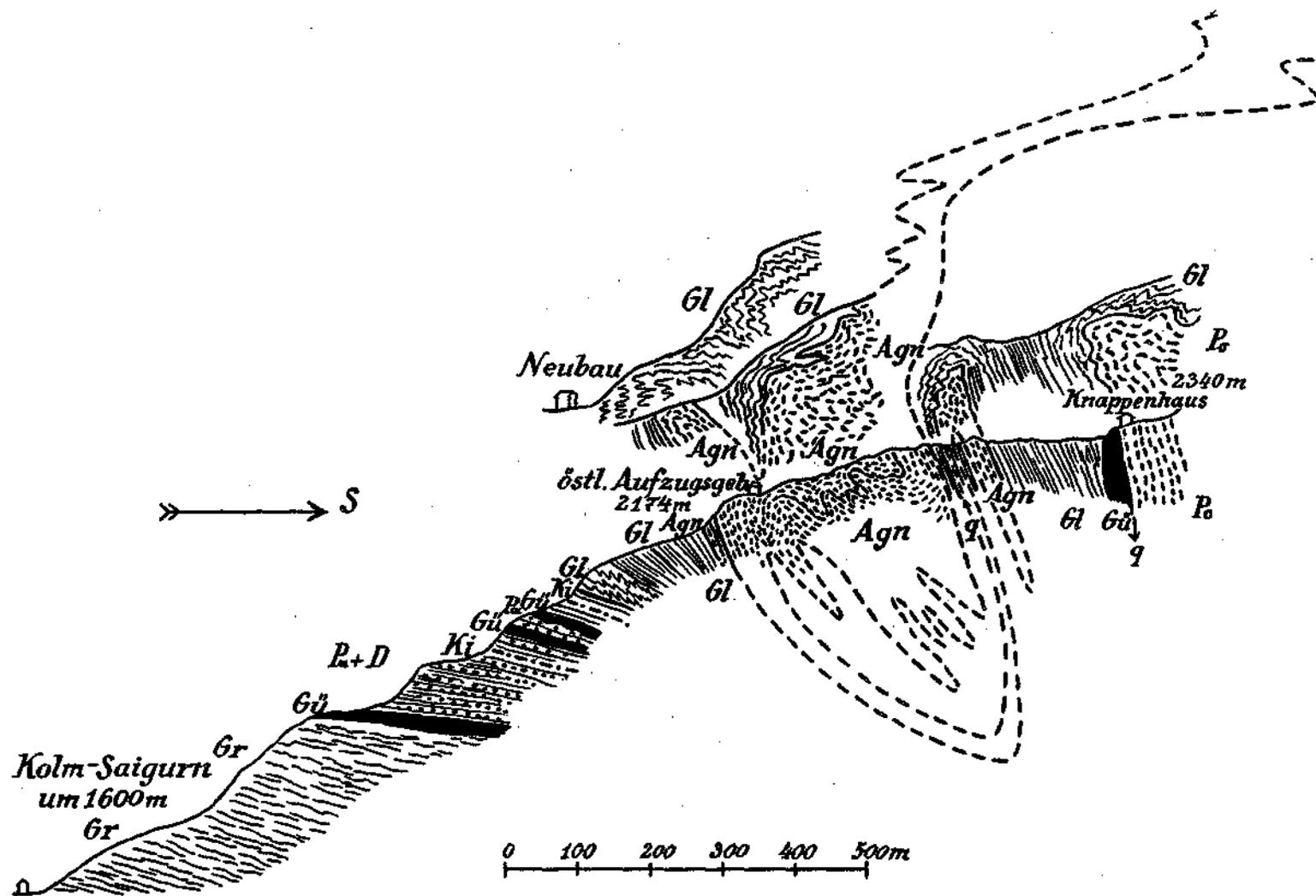


Fig. 21. *Gr* = Granat-Chloritoid-Glantzschiefer. *Gü* = Grünschiefer und Amphibolit. *Pa* = Paragneise. *D* = dunkle, biotitreiche Glimmerschiefer. *Ki* = dünne Einschaltungen von schwarzem graphitischem Kieselschiefer. *Gl* = braune, quarzreiche, untere Glimmerschiefer. *Agn* = Aplitisch-amphibolitische Neubaugneise. *Po* = grob-porphyrische Zentralgneise. *q* = Quetschschieferzone.

Unter dem Hochnarr Kees

um 2200m

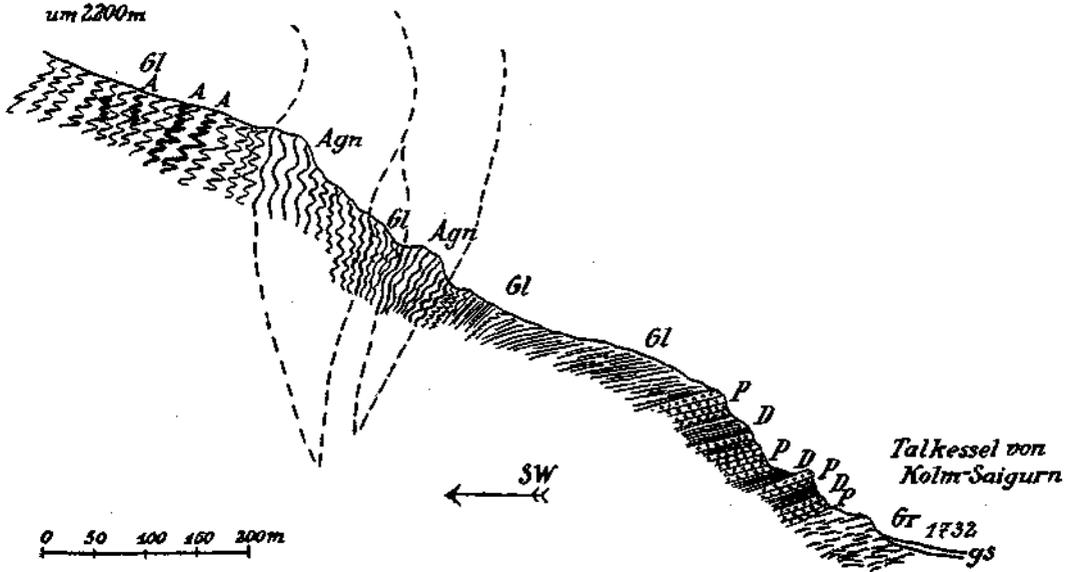


Fig. 22 a. *Agn* = aplitisch-lamprophyrischer Neubaugneis. *A* = Gneisadern im Glimmerschiefer. *Gl* = untere, quarzreiche Glimmerschiefer. *P* = Paragneise. *D* = dunkle, biotitreiche Glimmerschiefer in Begleitung der Paragneise. *Gr* = Granat-Chloritoid-Glimmerschiefer. *gs* = Gehängeschutt.

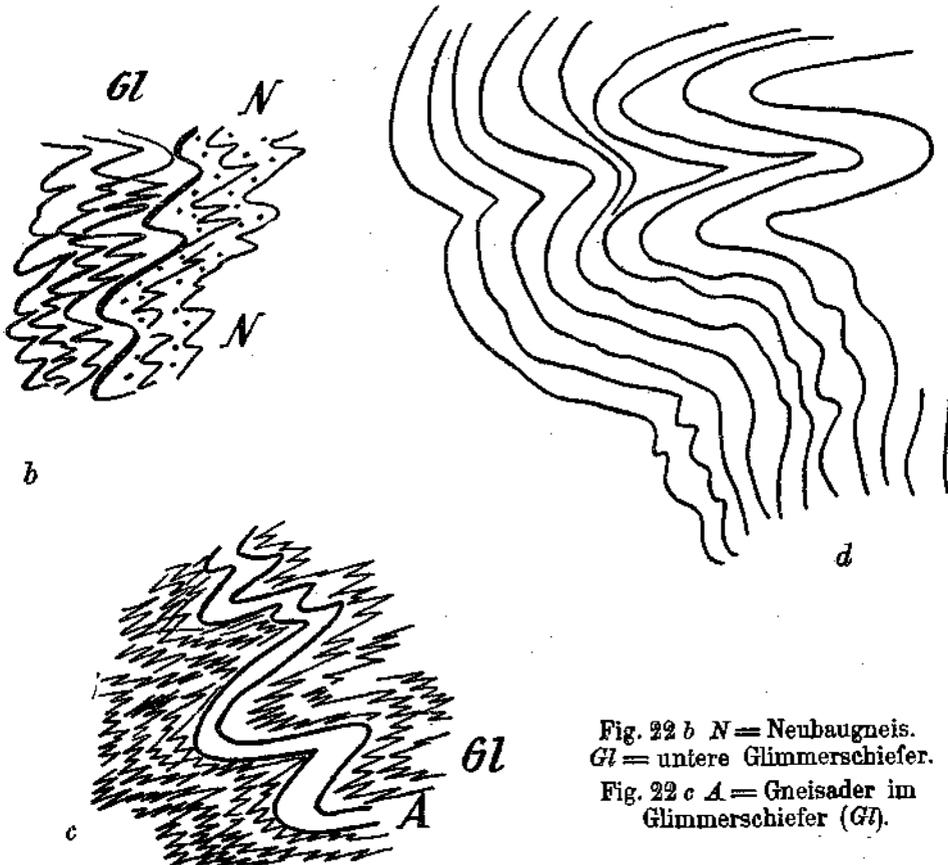


Fig. 22 b *N* = Neubaugneis. *Gl* = untere Glimmerschiefer.

Fig. 22 c *A* = Gneisader im Glimmerschiefer (*Gl*).

Die Neubaugneise geben in ihrem Auftreten das Bild von Tauchfalten, die mit der teilweise gleiche tektonische Wege gehenden Schieferhülle über die Wölbung der Sonnblickmasse herabstürzen und sich hierbei in intensive Faltungen und Rückfaltungen legen. Ihre ausgezeichnete Lagenstruktur, die sie durch die frühere Kristallisations-schieferung¹⁾ erhalten hatten, befähigte sie zu einem weitgehenden Nachgeben gegenüber den einwirkenden faltenden Kräften.

Im weiteren Abstieg entlang der Trasse der alten Seilbahn, gegen Kolm-Saigurn, stellten sich allmählich immer flachere (inverse) Neigungen in den Glimmerschiefern ein. Die Überkippung wird in der höheren Schieferhülle eine bedeutendere.

In den braunen, dunklen Glimmerschiefern maß ich ein Fallen mit 30° (Streichen N 70° W), darunter bei den Paragneisen ein Fallen mit 20° gegen S. In den Granatglimmerschiefern, welche das „Liegende“ der überkippten Schichtfolge bilden und die bis nach Kolm-Saigurn hinabreichen, maß ich der Reihe nach ein Schichtfallen von 20, 18, 30, 25 und 15°. Die Streichrichtung schwankt zwischen N 30° W bis N 70° W. Ganz unten, nahe der Talsohle schließlich maß ich in den Granatglimmerschiefern ein Fallen von nur 10°.

In dem über 2 km weiter westlich gelegenen Profil an den Abhängen des Hochaarns zur Rauris tritt die gleiche Schichtfolge mit analogem Aufbau unter den Eismassen des Hochaarnkeeses hervor.

Textfig. 22a gibt ein Detailprofil von der Rauris zum Hochaarnkees wieder. Die Schichten fallen auch hier im stratigraphisch höheren, tektonisch tiefer gelegenen Teil der überkippten Serie flach, aber invers gegen SW ein, richten sich dann, wie im Neubauprofil, in der Nähe der ersten, eintauchenden Schuppe von Zentralgneis (Neubaugneis) auf. Bei der zweiten (höheren) Neubauschuppe stehen sie schon fast saiger. Die Schiefermassen im unteren Teil der Serie, im Bereiche der Paragneise, zeigen ein Schichtfallen von 15, bzw. 20°; höher oben, in den braunen Glimmerschiefern, ein solches von 30°. Die Faltenachsen des prächtig durchgefalteten Neubaugneises (1. Lage) streichen gegen SW und senken sich flach nach eben dieser Richtung ab. Auch die 2. „Neubaulage“ zeigt das NW-Streichen der Teilfaltungen. Textfig. 22b—d gibt drei Bilder von Teilfaltungen aus den Neubaugneisen wieder. Fig. 22d zeigt den Typus der Verfaltung in den aus amplitischen und lamprophyrischen Lagen, die förmlich schichtweise miteinander abwechseln, bestehenden Neubaugneise. Fig. 22b läßt die enge Verfaltung von Neubaugneisen und Glimmerschiefern an der Grenze beider erkennen. Fig. 22c gibt schließlich ein Bild von den Differentialfaltungen innerhalb des Gneises, die sich zwischen den massigeren Aplilagen und den feiner geschichteten Teilen desselben Gesteins vollziehen. Hier kommt das Gesetz der Stauchfaltengröße (B. Sander) zum Ausdruck, indem die dünngeschichteten Partien zu feinen Fältelchen zusammengeschoben sind, während die dickeren Lagen Faltungen von größerer Amplitude bilden. Auch hier wird es klar, daß das Gestein beim Eintritt dieser Faltungen schon einen sehr ausgesprochenen, in der vorangehenden Schieferungsphase erworbenen Faltenbau besessen haben muß. Die Faltungen sind also als jüngere Vorgänge anzusehen. Das bestätigt auch die Untersuchung von Dünnschliffen, welche erkennen läßt, daß ein aus einem Wechsel feinkörnigerer und grobkörnigerer Quarz-Feldspatlagen bestehendes Kleingefüge von der Faltung ergriffen wurde.

Nun erübrigt es noch, das östliche von mir begangene Profil an der NO-Abdachung der Sonnblickmasse zu besprechen, jenes, welches vom Hohen Alteck (Altenkogel, 2939 m) über die Kleine Zirknitzscharte, den Goldbergtauern (2770 m) zur Fragantertscharte, zum Herzog Ernst, zum Kleinen Sonnblick (2567 m) und zur Riffelscharte (2405 m) hinüberführt.

¹⁾ Z. T. vielleicht schon bei der Intrusion.

Auf Fig. 23 ist ein Teil dieses Profils, welches beiläufig senkrecht auf das Streichen der Mallnitzer Mulde verläuft, zur Darstellung gebracht. Zwei durchstreichende Profile habe ich schon vor drei Jahren in meinen „Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern“ auf Fig. 1 und Fig. 2 (Verh. d. Geol. Bundesanstalt 1923, S. 93—97) zur Darstellung gebracht, welche zur Ergänzung herangezogen werden mögen.

Die genannten Aufschlüsse im Profil Alteck—Herzog Ernst sind für die Deutung des Sonnblickbaues von großer Wichtigkeit. Das hervorstechende, tektonische Merkmal besteht in dem steilen Eintauchen der gegen unten teilweise auskeilenden oder doch an Mächtigkeit abnehmenden Gneise in die Schieferhülle und in den starken, mechanischen Deformationen, welche die Gesteinsmassen hierbei erfahren haben. Insbesondere erscheinen die kleinen Gneiskeile vollkommen ausgewalzt und verquarzt und zeigen dadurch an, daß sie größere Wege in der bewegten Schieferhülle zurückgelegt haben müssen.

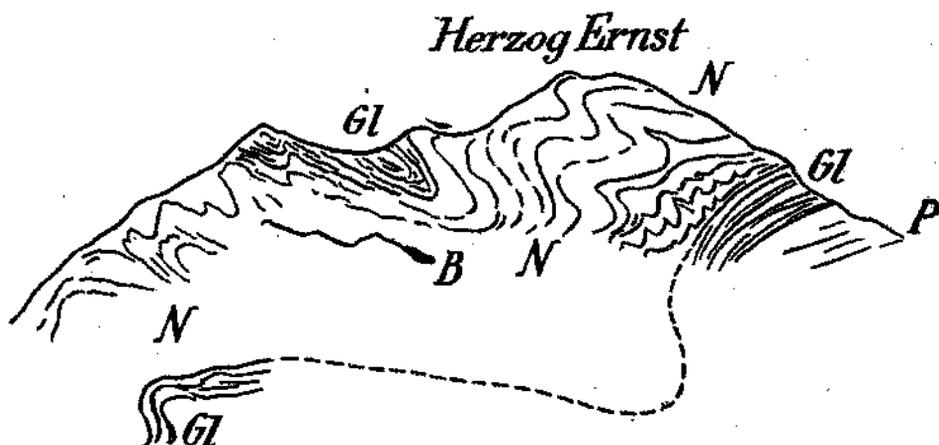


Fig. 23. *N* = Neubaugneis. *B* = basische Lage. *Gl* = Glimmerschiefer. *P* = porphyrischer Zentralgneis der Knappenhausdecke.

Die Identifizierung der eintauchenden Schichtglieder mit den Gesteinsgliedern des Neubau- und Hochaarnprofils ist ohne weiteres durchzuführen und auch durch schrittweise Verfolgung festgestellt. Die Neubaugneise ziehen ununterbrochen¹⁾ vom Neubau auf den Herzog Ernst und in den Wurtenkees hinein. Die südlich folgende, bei der Fragantercharte (nördlich des eisernen Kreuzes) auftretende Glimmerschieferzone ist die Fortsetzung jener bei der Knappenstube und oberhalb des Aufzuggebäudes. Die gegen S hin folgende, in drei Teilkeile gespaltene Masse porphyrischer Gneise ist naturgemäß als die Fortsetzung der Knappenhauszone des Hohen Sonnblicks aufzufassen, mit welcher sie im Streichen vollkommen zusammenhängt. Nach Über-

¹⁾ Koher zeichnet auf seiner Kartenskizze die Neubaugneise zwischen Herzog Ernst und Neubau unterbrochen. Ich fand jedoch die Verbindung durch eine, allerdings wenig mächtige Gneislage hergestellt.

schreitung zwischengeschalteter Glimmerschiefer erreicht man im Alteck die Hauptmasse der Sonnblickgneise.

Besprechen wir nun das Profil (vom Alteck aus) vom S gegen N fortschreitend im einzelnen: Die Gneise des Altecks zeigen eine sehr flach, gegen SW abfallende Lagerung. An und in der Nähe der Schiefergrenze erscheinen die Gneise etwas aufgebogen, stoßen aber durchaus diskordant an den Glimmerschiefern ab. Auch hier entspricht die Grenze zwischen Hauptgneis und erster Glimmerschieferzone einer Aufschubung des ersteren über die letztere. Teilweise, u. zw. gerade bei der Kleinen Zirknitzscharte, stellen sich in einer abgelösten Partie Verfaltungen der Gneise mit den Glimmerschiefern ein. Darauf folgen die Glimmerschiefer, welche steil eintauchen und durchgefaltet sind. Sie enthalten zwei Gneislamellen, die stark verfaltet, verquetscht und verquarzt sind.

Wenn man am Grate von der Kleinen Zirknitzscharte weiterhin zur Fragantercharte wandert, so verbleibt man fast ausschließlich in steilstehenden, zuerst — auf eine kurze Strecke — steil gegen NO, dann mit 70° gegen SW einfallenden Augengneisen. Die reichlich auftretenden, großen, porphyrischen Feldspate sind auch hier meist verquetscht und ausgezogen. Nur an einer Stelle — näher der Kleinen Zirknitzscharte — schaltet sich ein dünnes Band von Schiefer ein. Verquert man, am Gehänge des Goldbergtauern, dasselbe Profil nur um etwa 100 m tiefer, so beobachtet man, wie sich die steilstehende Gneismasse gegen unten zu verjüngt und wie sich dieselbe auf Kosten eines von unten hervordringenden Schieferbandes vermindert. Die Schieferlage, deren Ausläufer die paar Meter Schiefer am Grat oben darstellen, nimmt also keilartig gegen die Tiefe sehr an Mächtigkeit zu.

Diese Verhältnisse zeigen schon, daß man es hier offenbar mit einem Einstoßen von Gneiskeilen, die nach unten an Mächtigkeit abnehmen, zu tun hat, die von oben her in die Schieferhülle eintauchen. Die starke Zerquetschung und die bedeutende, faltige Durchbewegung der Schieferhülle läßt voraussetzen, daß auch die letztgenannte, zusammen mit den Gneisen, größere Bewegungen und Gleitungen durchgemacht hat. Wenn man das in die Augen springende, von oben her erfolgende Eintauchen der Gneiskeile der „Knappenhauszone“ in Betracht zieht und andererseits das Ausstreichen ganz analoger Gneise über Glimmerschiefern nur etwa 2 km südwestlich über dem ansteigenden Sonnblickgewölbe in Rücksicht zieht, so wird man die Anschauung nicht von der Hand weisen können, daß hier dieselbe tektonische Einheit wieder erscheint. Die in Form von „Keilstirnen“ eintauchende Knappenhausdecke und die vom S her aufsteigende Sandkopfdecke sind also tektonische Äquivalente. (Siehe Fig. 1—2 in Verh. d. Geol. B. A. 1923, S. 93—97.)

Bei der Fragantercharte ändert sich wieder die Lagerung der porphyrischen Gneise der „Sandkopf-Knappenhausdecke“, welche nunmehr aus der steil SW fallenden Neigung in eine etwa 30° NO fallende Bankung übergehen. Dann folgt, mit scharfem Kontakt, die Glimmerschieferzone, welche mit 15 — 20° NO fallenden Schichten regelmäßig, — also nicht invers wie beim Neubau, — den Gneisen aufliegt. Darüber setzt der typische Neubaugneis des Herzog Ernst mit seinen stark

gefalteten Bänken ein. Textfig. 23 zeigt die prächtige Faltung der Neubaugneise, die auch eine Einfaltung von Glimmerschiefern enthalten.¹⁾

Die Tektonik im Herzog Ernst und an dessen Hängen ist dadurch gekennzeichnet, daß sich die, bei der Fragantercharte noch flach gegen NO einfallenden Bänke (Randteile der Knappenhausdecke, Glimmerschieferzone, Neubaugneise) allmählich steil stellen, um schließlich am tieferen Gehänge saiger, bzw. invers hinabzutauchen. Auf Textfig. 21 ist zur Darstellung gebracht, wie die Randpartien der Knappenhausdecke und die auflagernden Glimmerschiefer aus der flach NO fallenden Neigung in die steile Lagerung übergehen.

Es entspricht einem, im Gneisgebiet der östlichen Tauern nicht zu häufigen, interessanten Fall, wenn wir selbst die grobporphyrischen Gneise, wie hier, — an der Biegungsstelle — zu prächtigen Falten zusammengeschoben sehen. Der Gneis bildet innerhalb der Glimmerschiefer, die selbst weitgehend durchgefaltet sind, eine gegen NO hlickende, etwas überkippte Kniefalte (Fig. 21). Das Streichen der Falten verläuft in der Richtung N 40° W. Die Gneise sind an der Grenze gegen die sie umhüllenden Glimmerschiefer gequetscht und die Feldspateinsprenglinge ausgezogen. Es zeigt sich hier deutlich, wie sich die starke Faltung der porphyrischen Gneise an jene Stellen lokalisiert, an denen sich eine besonders starke Durchbiegung des von oben eintauchenden Gneiskeiles vollzogen hat.

In ganz analoger Weise wie die Knappenhausgneise und die ihnen auflagernden Glimmerschiefer, vollziehen, wie schon früher angegeben wurde und wie aus Fig. 2 in Verh. d. Geol. B. A. 1923, S. 97 und aus Textfig. 23 ersichtlich ist, auch die Neubaugneise den Übergang aus der flach nördlichen Lagerung in das invers gegen S erfolgende Eintauchen.

An den W-Hängen des Grates vom Herzog Ernst zum Kleinen Sonnblick, welche gegen den Neubau abfallen, konnte festgestellt werden, daß der Neubaugneis auch an seiner liegenden Begrenzung durch Verfaltung mit den unteren Glimmerschiefern ausgezeichnet ist. An den Neubaugneis schließt sich hier — im Profil Herzog Ernst—Riffelscharte — die zunächst überkippte Hauptmasse der Schieferhülle an. Das Bild ist hier ein wesentlich verschiedenes gegenüber jenem im Neubauprofil. Während dort mächtige, untere Schieferhülle (dunkle, braune Glimmerschiefer, Granat-Chloritoidschiefer) vorherrscht und erst weiter draußen, an den Hängen des Grieswies-Schwarzkopfes und des Ritterkopfes, sich auch die höhere Schieferhülle einstellt, so sehen wir hier die unteren Glimmerschiefer auf ein schmales Band reduziert. Marmorbänkchen, die ich als Äquivalente der Angertalmarmore auffasse, treten fast unmittelbar an die Neubaugneise heran. Dieses Verhältnis herrscht dann weiter gegen SO, am SW-Flügel der Mallnitzer Mulde, an. Es ist zweifellos, daß diese Änderung im Bau mit der eintretenden Verengung der Mallnitzer Mulde gegen die Riffelscharte und das Naßfeld zu ursächlich zusammenhängt.

¹⁾ Wie schon früher angegeben, vermute ich, daß in dem hier mit flachen NO-Fallen einsetzenden und dann steiler bis zur Überkipfung abstürzenden Neubaugneisen das tektonische Wiedererscheinen der Roten Wand-Gneis(Modereck)decke von der SW-Abdachung des Sonnblicks vorliegt.

Darüber folgen die dunklen Riffelschiefer, die an dem bekannten Touristenweg vom Neubau gegen die Riffelscharte in größerer Ausdehnung anstehen. Noch höhere Glieder der Schieferhülle finden wir schließlich im Kern der Mallnitzer Mulde in Form von Karbonatquarziten, Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern, südlich der Riffelscharte.

Fig. 1—2 auf S. 93, beziehungsweise 97 der Verh. d. Geol. B. A. 1923 zeigt die Lagerungsverhältnisse im großen. Eine in sich stark zusammengestaute Masse von schön gebänderten Karbonatquarziten, von kalkreichen Schiefen begleitet, bildet den Kern der Falte. Diese Gesteine stürzen steil von oben in den Muldenkern ein. Sie werden von einer Kappe von Kalkglimmerschiefern (mit Grünschiefern) überdeckt. Es sind das die typischen, weichen, zu Rutschungen neigenden Bratschenschiefer, die hier auftreten.

In tektonischer Beziehung stellen sich in diesem Profil interessante Erscheinungen ein: An dem Gehänge vom Kleinen Sonnblick zur Riffelscharte zeigt sich eine Verschuppung der Quarzite mit den hangenden Kalkglimmerschiefern, wie aus dem oberwähnten Profile (Fig. 2) ersichtlich ist. In Verbindung mit der unteren Quarzitschuppe treten am Grate, unmittelbar südlich der Riffelscharte, auch Grünschiefer auf. Darunter tauchen, als Gegenflügel der Mallnitzer Mulde, die Riffelschiefer in flacher Lagerung empor. Das Streichen der Schichten schwankt zwischen $N 0^{\circ} W$ bis $N 80^{\circ} W$; das Fallen ist bei der intensiven Faltung sehr wechselnd, zeigt aber gegen die Riffelscharte zu eine Senkung der Schichten mit $20-30^{\circ}$ gegen SW.

Die Achse der Mallnitzer Mulde zieht somit knapp nördlich des Kleinen Sonnblicks im Bereiche der Kalkglimmerschiefermuldung durch. Sie läßt sich von hier, in genau südöstlicher Richtung, in die Mitte der steilen N-Wand des Scharecks (3131 m) hinein verfolgen, die bei günstiger Beleuchtung und genauer Betrachtung den Faltenbau schön erkennen läßt.

Flach sinken vom NO-Grat des Scharecks her die einzelnen Glieder der Schieferhülle (untere Glimmerschiefer, Granat-Chloritoidschiefer, Angertalmarmore, Kalkglimmerschiefer mit Serpentin) gegen die Muldenmitte ein. Diese letztere ist zwischen den Höhenknoten (der Aufnahmeaktion) 2951 und 2902 gelegen. Unterhalb der letzteren häufen sich die Schichten, — deutlich kenntlich an dem durchziehenden Band der Karbonatquarzite — am SW-Flügel der Mulde steil auf und bilden die Felswand zwischen Herzog Ernst und Schareck, wobei sich starke Faltungen einstellen.

Zuletzt sei schließlich auf das Profil von der Riffelscharte nach Koln-Saigurn verwiesen, welches im flach gelagerten Kern der Mallnitzer Mulde (fast in ihrem Streichen) verläuft. Es zeigt in instruktiver Weise die regelmäßige Aufeinanderfolge der Gesteinsglieder, die weiter westlich, am Fuß des Neubaus, in inverser Reihe übereinander liegen. An den oberen Gehängeteilen, beiderseits der Riffelscharte, stehen die dunklen, graphitischen Riffelschiefer an. Die Lagerung ist eine sehr flache und wechselnde (Streichen $N 25^{\circ} W$ bis $N 70^{\circ} W$, Einfallen mit $10-30^{\circ} S$). Darunter folgt die Serie der Angertalmarmore, welche hier in gering mächtige Einzelbänke aufgelöst erscheint, die die Anzeichen starker Durchfaltung aufzeigen und im tieferen Teile in Marmorlinsen ausgequetscht sind. Sie werden im Liegenden von Quarziten begleitet. Diese hier in den Kern der Mallnitzer Mulde vordringende Faltung ist sicherlich nur ein Ausklügen der viel stärkeren Durchbewegung der Schichten in dem steil aufgerichteten, nahe gelegenen SW-Flügel der Mulde. Das Streichen der Marmore und Quarzite maß ich mit $N 45^{\circ} W$ bis $N 80^{\circ} W$, das Einfallen mit $10-18^{\circ}$ gegen S.

Mächtige Glanzschiefer, reich an Granat (mit Streichen NS, Fallen $16^{\circ} W$) und, tiefer unten, mit einer Einlagerung von prächtig gebänderten schwarzen Kiesel-schiefern (Quarziten) lagern darunter. Sie sind an dem Wege, der von der Durchgangalpe zum Neubau hinüberführt, gut erschlossen. Ihr Streichen verläuft in der Richtung $N 50^{\circ} W$, ihr Fallen ist mit 12° gegen SW gerichtet. Die Glanzschiefer reichen bis zur Talsohle hinab. (Hier unten maß ich darin Streichen mit $N 60^{\circ} W$, Fallen mit 15° gegen SW.)

Aus diesen Darlegungen geht hervor, daß die Mallnitzer Mulde im Profil Herzog Ernst—Riffelscharte (oder im Schareckprofil) einen durchaus asymmetrischen Bau aufweist. Steil aufgerichtete, aber nicht überkippte Lagerung, — mit starker Ausquetschung — an ihrem SW-Flügel, flache Lagerung an dem allmählich aufsteigenden NO-Gegenflügel kennzeichnen das tektonische Bild. Die Anzeichen der Durchfaltung reichen, abklingend bis in den Kern der Falte hinein, fehlen aber am NO-Flügel. Das Eintauchen der meiner Auffassung nach von oben in die Mallnitzer Mulde hereingestoßenen Gneiskeile vollzieht sich in der Weise, daß die über der Sonnblickwölbung flacher gelagerten Keile am NO-Flügel der Mulde steil abfallen, wobei sich an den Biegungs- oder Knickungsstellen, selbst in den porphyrischen Gneisen, die Anzeichen lebhafter Faltung geltend machen.

Das vertikale Absteigen der Schichten im Profil Herzog Ernst—Riffelscharte, die überkippte Lagerung im weiter westlich gelegenen Profil des Neubaus und Hohen Aarns erklärt sich wohl daraus, daß in letzterem Gebiete infolge der dort eintretenden, trompetenförmigen Öffnung der Mallnitzer Mulde, viel mehr Raum vorhanden war. Hier war die Möglichkeit zu einem weitergehenden Überschlagen der Falten und damit auch zu einer Vervollständigung der Schichtfolge im Faltenkern gehen.

Zusammenfassende Darstellung des tektonischen Baues der nordwestlichen Sonnblickmasse und dessen mechanische Deutung.

Wir wollen nun versuchen, den äußerst komplizierten, mannigfaltigen Aufbau der Sonnblickmasse auf eine bestimmte tektonische Formel zurückzuführen. Hierbei sollen die vorher gewonnenen Ergebnisse die Grundlage abgeben. Wenn man als Haupttektonik einer Zone jene Veränderungen, hervorgerufen durch gebirgsbildende Kräfte, zusammenfaßt, die durch Faltung und Schub eine Umordnung der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse hervorgerufen haben, so müssen wir vor allem jene großen Umgestaltungen hier einreihen, die zur Entstehung des asymmetrischen Gewölbebaues und zur Bildung der, dessen Flanken im NO und SW hegleitenden, Schub- und Faltenzonen geführt haben.

All diese Bewegungen sind — und dies betrachte ich als ein wichtiges Ergebnis meiner Studien — jünger, als die Ausbildung der grundlegenden Kristallisationsschieferung in Gneis und Schieferhülle. Konnte doch festgestellt werden, daß schon mit der Schieferung versehene, aus dem Gneiskörper herausgerissene Schollen bei diesen Bewegungen über das Sonnblickgewölbe hinübertransportiert wurden; daß die Hauptmasse des Sonnblicks meist diskordant mit ihren Bänken an der Schieferhülle abstößt und daß sich innerhalb der Schieferhülle allenthalben die Anzeichen rückschreitender Umwandlungen (Quetschschieferzonen, Diaphthorese) und Verfaltungen des Lagenbaues einstellen. Ein schon geschieferter Gneiskörper und eine schon

mit einem kristallinen Lagenbau versehene Schieferhülle wurde von jenen gewaltigen Bewegungen ergriffen, die zur Entstehung der von Schubkörpern umsäumten Sonnblickmasse geführt haben.

Andererseits kann nach den grundlegenden Studien F. Beckes und den Untersuchungen B. Sanders am W-Ende der Hohen Tauern kein Zweifel obwalten, daß auch die kristallisationsschiefrigen Gesteine an und für sich (also auch dort, wo sie ungefaltet sind und keine jüngeren Störungszonen aufzeigen) als tektonische Fazies anzusehen sind. Zeigen doch all die ausgewalzten, basischen Schlieren, die abgeplatteten Gerölle der Konglomeratgneise, die ausgewalzten und ausgeplätteten Glimmerschiefer und die von Schmidt beschriebenen Wälzungserscheinungen an den Granaten, vor allem aber Beckes Hinweis auf den engen Zusammenhang zwischen Kristalloblastese und mechanischer Einwirkung, daß die Entstehung der kristallisationsschiefrigen Gesteine unter gleichzeitiger Wirksamkeit starken, mechanischen Gebirgsdruckes vorgegangen ist.¹⁾

Die Entstehung der Kristallisationsschieferung weist auf ein tieferes Niveau zu ihrer Bildungszeit hin, auf höhere Temperatur und wohl auch Druck-(?)Verhältnisse, während welcher eine weitgehende kristalline Mobilisation im Gefüge (B. Sander) vorhanden war, gegenüber jener jüngeren Phase, in welcher die Gesteine durch Faltung und Schub faltige und kataklastische Deformationen erlitten haben. Es wird im zweiten petrotektonischen Teil dieser Studie, auseinandergesetzt werden, daß sich in dieser späteren Phase, in der Entstehungszeit des Sonnblickgewölbes, zwar Diaphorese, Verglimmerung, kataklastische Schieferung, nicht aber typische kristallisationsschiefrige Gesteine gebildet haben. Auch die Wirksamkeit des Stauchfaltengesetzes, die man im Bereiche der Faltungen der jüngeren Phase allenthalben antrifft, kann mit Sander als Argument für eine Deformation in einem etwa höheren Niveau herangezogen werden, woselbst sich die einzelnen Lagen schon, ihrer Festigkeit entsprechend, voneinander abheben und sich differentiell verfallen konnten.

So gelangen wir zur Unterscheidung von zwei tektonischen Phasen:

1. Einer älteren Phase, in welcher sich in Form einer einheitlich Gneis und Schieferhülle umfassenden, differentiellen, tektonischen Durchbewegung, die als Auswalzung und Ausplättung im Gestein entgegentritt — vermutlich unter der Last einer größeren darüber gehenden Schubdecke — eine Umformung der Granite und Syenite zu Zentralgneis und der sedimentären Ausgangsstoffe der Schieferhülle zu Glimmerschiefern und Paragneisen in größerer Tiefe erfolgt ist.

2. Einer jüngeren Phase, in der die kristallisationsschiefrigen Gesteinsmassen unter dem Einfluß differentieller, in Gneis und Schieferhülle eingreifender Faltungs- und Schubbewegungen zur Entstehung

¹⁾ In neuerer Zeit wird hier vor allem der maßgebliche Einfluß der scherenden Bewegungen (an Stelle des früher für wirksam erachteten, pressenden Normaldrucks), die in Form von Gleitungen und Schiebungen auf den Gesteinskörper eingewirkt haben, in den Vordergrund gerückt.

des Sonnblickgewölbes, zur Bildung der dieses begleitenden Schuppungen und zur Entwicklung der Überfaltungszone der Mallnitzer Mulde geführt haben.

Nur die jüngere tektonische Phase, welche die in die Augen springende Sonnblicktektonik geschaffen hat, soll uns im folgenden näher beschäftigen. Hier handelt es sich vor allem um die Frage: Haben wir es mit einer großen Überfaltungstektonik im Sinne von Kober zu tun oder liegt ein autochthoner, vielleicht etwas komplizierter Gewölbebau vor?

Ich habe auf diese Fragestellung schon in meinem Berichte „Zur Geologie der östlichen Tauern“ vor zwei Jahren eine bestimmte Antwort gegeben, an der ich auch gegenwärtig vollständig festhalte. Ich kann aus meinen Beobachtungen den Schluß ziehen, daß im Sonnblick weder ein autochthoner Gewölbebau noch auch eine Deckfaltentektonik vorherrscht.¹⁾ Die Beobachtungen haben ergeben, daß im Bereiche der Gneise in der Hauptmasse des Sonnblicks, die Faltung und Überfaltung nicht eingegriffen hat. Als eine mäßig verbogene, steil aufgeschobene und gegen ihre Umgebung vielfach mit scharfen, diskordantem Kontakt begrenzte Scholle liegt die Gneismasse des Sonnblicks innerhalb ihrer Schieferhülle. Die von Kober als Beweis für Digitationen des Gneises an seiner Stirn aufgefaßten Gneislamellen an der NO-Flanke des Sonnblicks, innerhalb der Schieferhülle, sind, wie hier eingehend gezeigt wurde, nicht als solche aufzufassen, sondern Abspaltungen von der SW-Flanke des Massivs, eingeschoben und vorgetragen in der mitbewegten Schieferhülle. Auch diese innerhalb der Schieferhülle gelegenen Lamellen von Zentralgneis zeigen meist diskordante Begrenzungen gegen die erstere und lassen nach ihrem Auftreten erkennen, daß sie als Schubschollen, nicht aber als Deckfalten vorbewegt wurden. Eine Ausnahme hiervon machen fast nur die Neubaugneise an der NO-Flanke des Sonnblicks, die infolge ihrer guten Faltungsfähigkeit (Platten- und Lagenstruktur) in den Faltenbau der Schieferhülle einbezogen erscheinen.

Wäre im Sonnblickmassiv ein Überfaltungsbau verwirklicht, so wäre auch in den Digitationen eine allseitige Ummantelung der porphyrischen Zentralgneiskerne derselben durch die aplitisch-lamprophyrischen Randgesteine zu erwarten (siehe Fig. 24). Die Beobachtungen entsprechen nicht dieser Forderung. Die Nebeneinanderstellung von Fig. 24, welche die von der Überfaltungstheorie geforderten Lagebeziehungen zum Ausdruck bringt und von Fig. 25, welche die tatsächliche Lagerung erkennen läßt, zeigt die grundlegende Verschiedenheit beider Voraussetzungen. Es ist vor allem zu konstatieren, daß nur die äußersten, höchst gelegenen Gneislamellen in der Schieferhülle aus aplitisch-lamprophyrischen Randgesteinen bestehen, während die tieferen Schuppen (Knappenhaus-Sandkopfdecke, Fleißalpschollen) und die Hauptgneismasse fast ausschließlich²⁾ aus porphyrischen Kerngesteinen

¹⁾ Es wurde in dieser Studie gezeigt, daß die im W-Teil der Hochalmmasse erkennbare Teilung der Gneise durch das Schieferband der Woigstenzunge nicht auf eine durchziehende, tiefe Deckfaltenmulde, sondern auf das Vorhandensein eines Restes des alten Daches zwischen zwei altersverschiedenen Teilen des Eruptionskörpers zurückzuführen ist.

²⁾ Mit Ausnahme einiger Stellen, wo noch Reste der Randzone ankleben.

gebildet werden. Dieses so in die Augen springende Verhältnis in der Verteilung der Gneisabarten spricht durchaus zugunsten der Auffassung, daß es sich, bei dem Auftreten der isolierten Gneislamellen in der Schieferhülle, um übereinander erfolgte Abspaltungen oder Abschuppungen vom Dach und vom tieferen Teil der Hauptgneismasse handelt, nicht aber um aus Kern und Hülle geformte, gemeinsame Überfaltungsdecken.

Im allgemeinen gesprochen hat daher das Sonnblickmassiv auf die einwirkenden gewaltigen Druckkräfte nicht in Form von Falten und Überfaltungen, sondern durch den Eintritt einer steilen Aufschiebung und

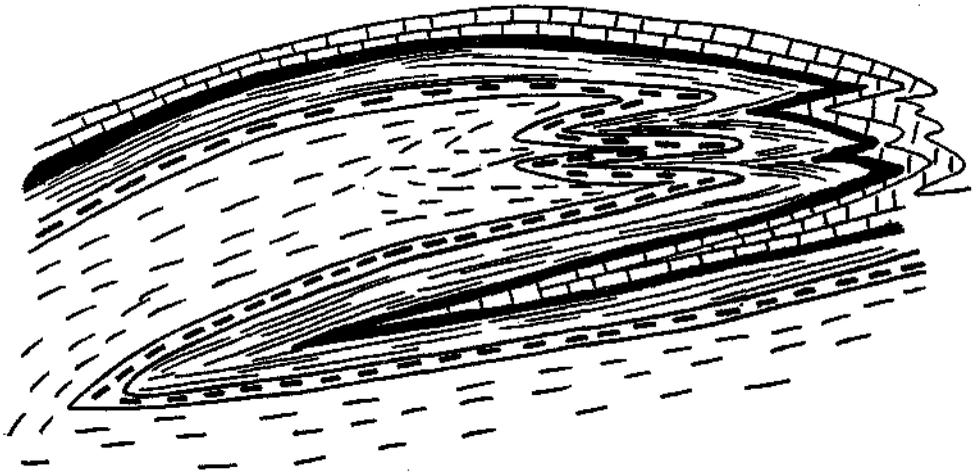


Fig. 24. Signaturen wie bei Fig. 2 auf Taf. VII.

von Teilschuppungen reagiert. Nur untergeordnet und nur im Bereiche der zum Teil abgespaltenen Randteile greifen die Faltungen auch in die Gneise ein.

Daß diese zum Teil gleitbrettartig vor sich gehenden Verschiebungen in das der Hauptgneismasse — auch soweit die Gneislamellen in Betracht kommen — recht kräftige gewesen sind und daß ihnen größere Bedeutung zukommt, als Kober annahm, welcher hierin nur lokale Digitalionen erblicken möchte, ergibt sich aus meinen früheren Darlegungen. Da im höheren Teil des Sonnblicks, bis zum Zirnsee, noch die aplitischen Randgesteine den porphyrischen Gneisen auflagern, so dürfte die Abspaltung der Knappenhaus-Sandkopfdecke noch weiter im SW gelegen sein und ihr Herkunftsgebiet in Bereiche der Fleißtälern und unter dem Mölltale anzunehmen sein. Sie muß also mindestens 3—4 km über die Sonnblickwölbung vorgetragen worden sein. Noch etwas größer wird dieser Betrag der Vorbewegung bei der Rote Wand- (Modereck-) Neubaudecke anzusetzen sein.

Der Bau der Schieferhülle zeigt ein von jenem der Gneise nicht unwesentlich verschiedenes Bild. Zwar konnte auch hier, an dem aufsteigenden SW-Flügel der Sonnblickmasse, kein großzügiger Deckfaltenbau ermittelt werden und zeigen sich auch hier, die Schiefermassen von Gleitungen, tektonischen Verschuppungen und nur örtlich von Faltungen beherrscht. Dagegen weist der steil aufgerichtete oder überkippte SW-Flügel der Mallnitzermulde eine durchgreifende Umfaltung der Schieferhülle auf, welche auch in einem weitgehenden

Verfaltungsbau mit den „Neubaugneisen“ in Erscheinung tritt. Es wurde früher gezeigt, daß hier Bilder entstehen, die auf eine tauchfaltenähnliche Umhüllung der eindringenden Gneiskeile durch die Schieferhülle schließen lassen. An dem aufgerichteten SW-Flügel der Malnitzermulde erscheinen die Gneise (speziell die Neubaugneise) durch starke Verfaltungen mit der unteren Schieferhülle zusammengestaut und die letztere in größerer Mächtigkeit angeschoppt. Aus dem gesamten tektonischen Bild ergibt es sich klar, daß man es hier offenbar mit einem Einschub und einer Einfaltung von Gneis und unterer Schieferhülle, über die Wölbung der Sonnblickmasse hinweg, zu tun hat.

Damit komme ich zu einem tektonischen Bild, daß in ähnlicher Weise, schon vor mehreren Jahren, am Westende der Hohen Tauern durch B. Sander klargelegt wurde und welches in der Feststellung „eines Einwanderns von Tauchfalten in eine in Entstehung begriffene Synklinale“ hinein zum Ausdruck kommt. Es scheint mir beachtenswert, daß sich hier durch zwei unabhängig voneinander erfolgte Untersuchungen der beiden Enden der Hohen Tauern ein sehr ähnlicher tektonischer Grundtypus feststellen ließ.

Auf die früher gestellte Frage nach dem Vorhandensein einer Tauchfalten- oder autochthonen Gewölbetektonik kann nunmehr folgende Antwort gegeben werden: Den einwirkenden alpinen Gebirgskräften gegenüber haben die Gneismassen des Sonnblicks (in der jüngeren Hauptbewegungsphase) durch steile Aufschiebung ihrer Hauptmasse, durch Abspaltung

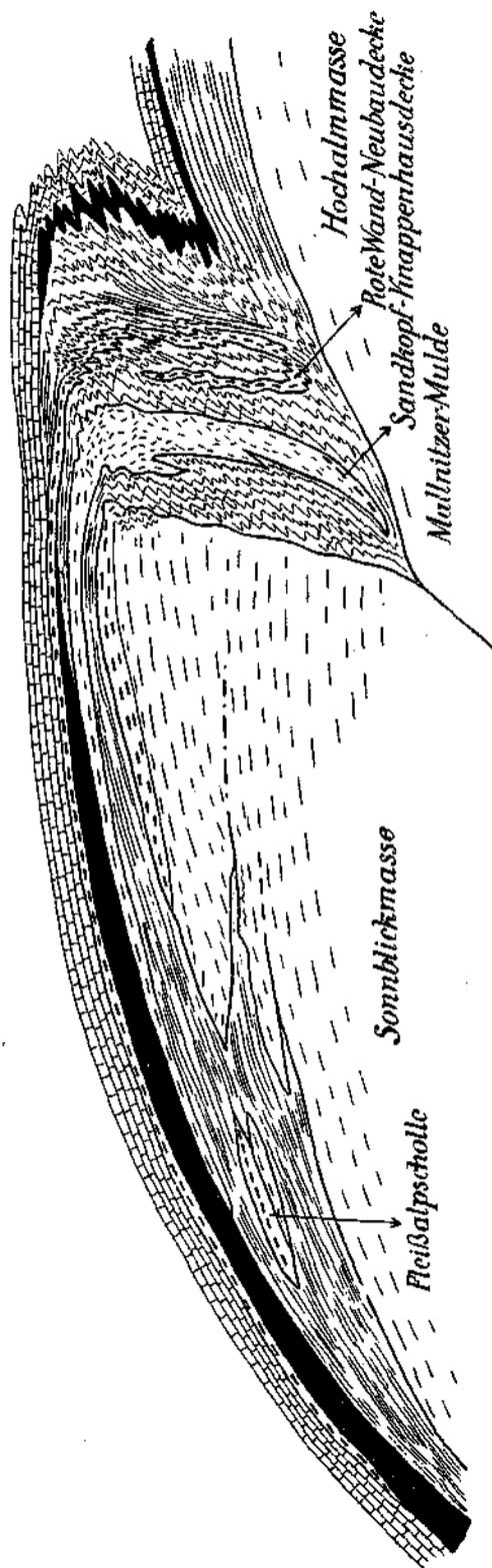


Fig. 25. Signaturen wie auf Taf. VII, Fig. 2.

von Teilen von ihrem Dach und durch deren gleitbrettartige Fortbewegung reagiert; die Schieferhülle dagegen durch Schiebungen, Faltungen und Überfaltungen. Die vorbewegte Schieferhülle ließ die von der Sonnblickmasse abgelösten Teile in einheitlicher, aufsteigender Bewegung über die sich biegende und aufchiebende Gneismasse vorgehen und in die in Entstehung begriffene Mallnitzer Mulde hinabtauchen. Dieser Auffassung zufolge stammen also nicht nur die Gneiskeile, sondern auch die sie einhüllenden Schieferhüllemassen am SW-Flügel der Mallnitzer Mulde von der dem Mölltal zugewandten SW-Seite des Sonnblickmassivs ab. Vermutlich drangen die oberen Teile der Schieferhülle in noch etwas stärkerem Maße (die Angertalserie, die Kalkglimmer- und Grünschiefer) als die tieferen, eintauchend in die Mallnitzer Mulde vor. (Vgl. Fig. 2 auf Taf. VII.)

Gneis und Schieferhülle haben daher, je nach ihren mechanischen Eigenschaften, auf die einwirkenden Kräfte reagiert: der Gneis meist durch ein Zerreißen und durch schollenartige Verschiebungen, die Schieferhülle durch Gleitung, Faltung und Überfaltung. Beide Vorgänge sind gleichzeitig. Das hier entworfenen Bild eines gleitbrettartigen Vordringens der Schieferhülle über das Sonnblickgewölbe, wobei deren höhere Horizonte den tieferen gegenüber voraneilten, schließt sich übrigens, soweit die Schieferhülle in Betracht kommt, an die von Stark dargestellte Tektonik und bis zu einem gewissen Grade auch an die von Kober entwickelte Auffassung eines Deckenbaues in der Schieferhülle an. Indem aber durch meine Untersuchung festgestellt werden konnte, daß auch die isolierten Gneislamellen an diesen großzügigen Bewegungen der Schieferhülle, in Form von Gleitlamellen, Anteil nehmen und indem ermittelt werden konnte, daß der Bau der Mallnitzer Mulde, als einer Synklinale mit von oben her einwandernden Tauchfalten und Überfaltungen, hiemit in ursächlichem Zusammenhang steht, gewinnt das Bild der Sonnblicktektonik an Klarheit und Einheitlichkeit.

Zur Entstehung der Gneiskeile im Sonnblickgebiete. Eine volle Befriedigung über eine tektonische Erklärung erscheint erst dann gegeben, wenn wir den Ablauf der Erscheinungen einem mechanischen Bild begründet einzuordnen vermögen. Ich glaube, daß sich aus den im Fleißtal festgestellten Erscheinungen unschwer solche Möglichkeiten ergeben.

Die gewissermaßen komplementäre Zusammensetzung der Hauptgneismasse und der höheren Lagen (tiefere Schuppen aus Kerngneis, höhere aus Randgneis) und das gleichsam gesetzmäßige Auftreten der verschieden hoch gelegenen Gneiskeile in entsprechend jeweils höher gelegenen Teilen der Schieferhülle spricht dafür, daß aus einer ursprünglich einheitlichen Gneismasse — aus deren Kern und Randteil — abgelöste Abspaltungen vorliegen. Die Gneise, speziell die porphyrischen, waren, wie alle Beobachtungen zeigen, im allgemeinen zur Faltung wenig disponiert. Als nun die Biegungen am Sonnblickgewölbe einsetzten, vermochte die Gneismasse nur bis zu einem gewissen Grade den einwirkenden, verbiegenden Kräften nachzugeben. Dann kam es aber bald zu einem Zerreißen und zu einem Absplittern von Keilen von der Oberfläche des Gneiskörpers, deren höchste naturgemäß

von den Randgesteinen gebildet waren. Auf Taf. VII, Fig. 2 ist diese beginnende Abspaltung von Gneislagen von dem über seine Biegefähigkeit beanspruchten Gneiskörper zur Darstellung gebracht.

Bei fortschreitender Deformation des Gneisgewölbes vollzogen sich aber auch noch tiefere Abspaltungen (vielleicht auch gleichzeitig), die schon in die porphyrischen Kerngneise eingriffen Taf. VII, Fig. 2 und Textfig. 25.

Da das von der Biegung (und Vorpressung) ergriffene Gneisgewölbe gleichzeitig von der über den Sonnblick rascher vordringenden Schieferhülle überschritten wurde, so mußte ein Einpressen der letzteren in die Fugen zwischen die sich ablösenden Gneislamellen hinein erfolgen. Zunächst schob sich naturgemäß überall die unterste Schieferhülle, die den Gneisen direkt auflag, zwischen diese ein. Im Verlaufe der Bewegung konnte aber im Bereiche der höheren Schuppen die Glanzschiefer- und, noch höher oben, die Angertalserie zwischen die Gneislagen nachdringen. Unter dem Einfluß der sich einschiebenden Schieferhülle wurden aber die höheren der durch die Aufspaltung entstandenen Gneiskeile im weiteren Verlaufe der Bewegung von der Gneismasse ganz abgelöst, mit der Schieferhülle vorgetragen, um schließlich mit letzterer gemeinsam über den Abfall des Gewölbes in die Mallnitzer Mulde hinabzustürzen (siehe Textfig. 25).

So entstanden die gegenwärtig von der Hauptmasse des Sonnblicks ganz abgelösten, in verschiedenen hohen Niveaus der Schieferhülle eingebetteten Gneislamellen an der SW- und NO-Flanke des Sonnblickmassivs.

Daß diese Keile in der Tat verschieden hohe Niveaus der Schieferhülle durchstoßen haben, also an ihrer „Stirn“ in tiefere Niveaus der letzteren eindringen, an ihrem rückwärtigen (südwestwärtigen) Ende aber mit höheren Niveaus der Schieferhülle in Berührung kommen, findet in den Beobachtungen seine Bestätigung. So liegt die Sandkopfdecke bei der unteren Fleißalpe noch über den höheren Glanzschiefern, gegen den Roten Mann zu aber schon nur mehr über unteren, braunen Glimmerschiefern, mit welchen sie auch an ihrem Stirnteil, „der Knappenhausdecke“, in Berührung tritt. Die rote Wandgneisdecke lagert über der Marmorserie (vermutlich Angertalmarmor), während ihr mutmaßliches Äquivalent an der Stirne, die Neubaugneise, im allgemeinen mit der unteren Schieferhülle in Berührung treten.

Während auf diese Weise die beiden höheren Gneisabspaltungen, vollkommen von der Hauptmasse losgelöst, in der Schieferhülle vorgedriftet wurden, führte die unterste Aufspaltung des Gneises zwar noch zu einem Eindringen der Schieferhülle und zu einem Durchreißen des Gneises (siehe die früher erwähnte Schub- und Faltenstörung entlang dieser Zone im Hintergrund der Kleinen Fleiß), aber nicht mehr zu einer vollkommenen Ablösung der darüber gelegenen Gneismasse und nicht mehr zu ihrer Einbettung in die Schieferhülle. Diese früher eingehend geschilderte Aufspaltung der Zentralgneismasse im Fleißgebiete, die von unten her erfolgt, darf gewissermaßen als ein im Anfangsstadium stehengebliebenes Bild jener Vorgänge aufgefaßt werden, die höher oben, unter günstigeren Bedingungen, zu einer vollständigen Ablösung von Gneislagen geführt hatten.

In diesem Zusammenhange kann noch ein Hinweis auf die tektonische Rolle der „Fleißalpschollen“ gegeben werden. Ich fasse sie als die in der unteren Schieferhülle zurückgebliebenen und von dieser teilweise

überfahrenen Teile auf, die von der Basis der über das Sonnblickgewölbe vorgetriebenen Gneisschuppen (Neubau-Knappenhausdecke) abgelöst wurden. Sie konnten sich hier, ohne weiter vorgeschleift zu werden, erhalten, weil sie sich gewissermaßen bereits unterhalb der Hauptbewegungsbahn der vorgleitenden Gneis- und Schieferhüllemassen in „ruhigem Wasser“ befanden.

Auf diese hier angedeutete Weise erklären sich die geologischen Detailserscheinungen in der Sonnblickmasse, wie mir scheint, in mechanisch ungezwungener Weise und ermöglichen die Deutung vieler, sonst unverständlicher Erscheinungen. (Komplementäres Verhalten der Gneislagen und Auftreten derselben in verschiedenen hohen Niveaus der Schieferhülle, tektonische Position der Fleißalpscholle, Aufspaltung der Sonnblickmasse an der Südwestflanke usw.)

Es ist das großartige tektonische Bild der Aufbiegung und Aufschiebung eines großen Gneisgewölbes, welches selbst wiederum von der mächtigen, in Gleitbrettern und Teildecken vordringenden Schieferhülle überstiegen wird, wie wir es im Sonnblick beobachten können. Dabei wurde der Gneiskörper — im Gefolge der Verbiegung — von Aufspaltungen betroffen, die die Möglichkeit zur Ablösung von Gneisgleitbrettern von seinem Dache abgaben, welche von der nach- und eindringenden Schieferhülle gleichsam abgehoben wurden und in verschiedenen hohen Niveaus derselben hineingerieten. Das Übersteigen der Schieferhülle über das Gneisgewölbe, unter Mitnahme der abgespalteten Gneislamellen, ihr Überstürzen und Eintauchen in die sich bildende Mallnitzer Mulde, die dort erfolgende faltige und tauchfaltenähnliche Verknäulung mit den Gneisschuppen und schließlich das Eindringen der Schieferhülle in die tiefgelegenen Aufspaltungen am Rücken des Gneiskörpers bilden meiner Ansicht nach die Grundlinien im Bilde der Sonnblicktektonik, wie sie in der jüngeren, für den Bau maßgeblichen Entwicklungsphase entstanden ist.

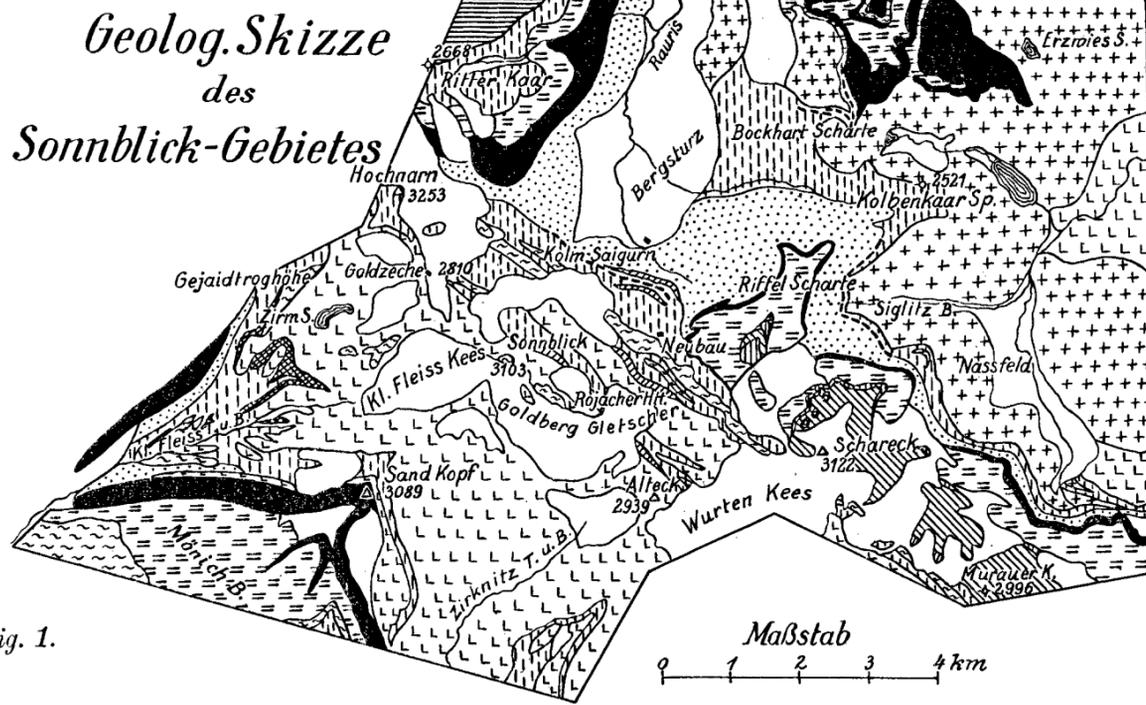
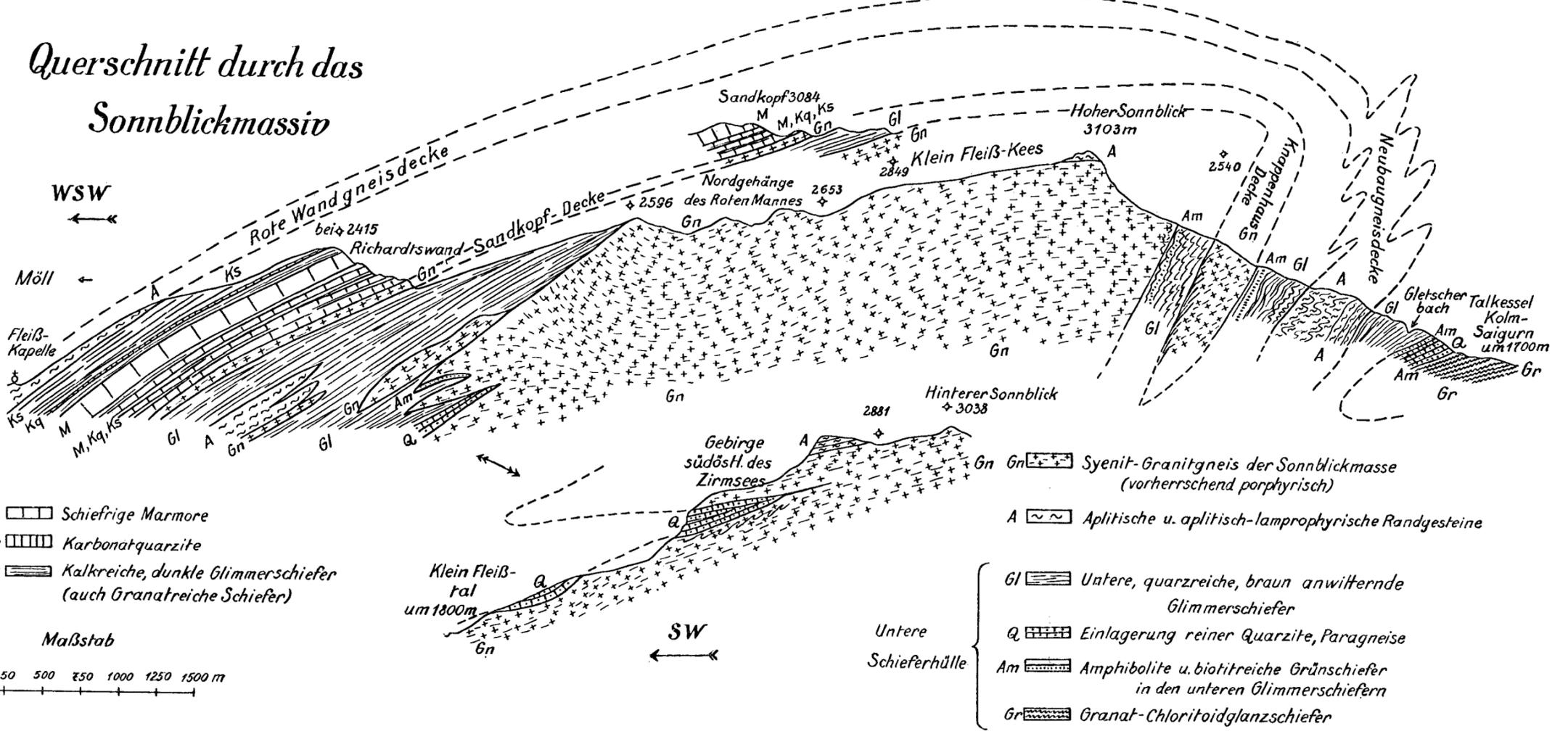


Fig. 1.

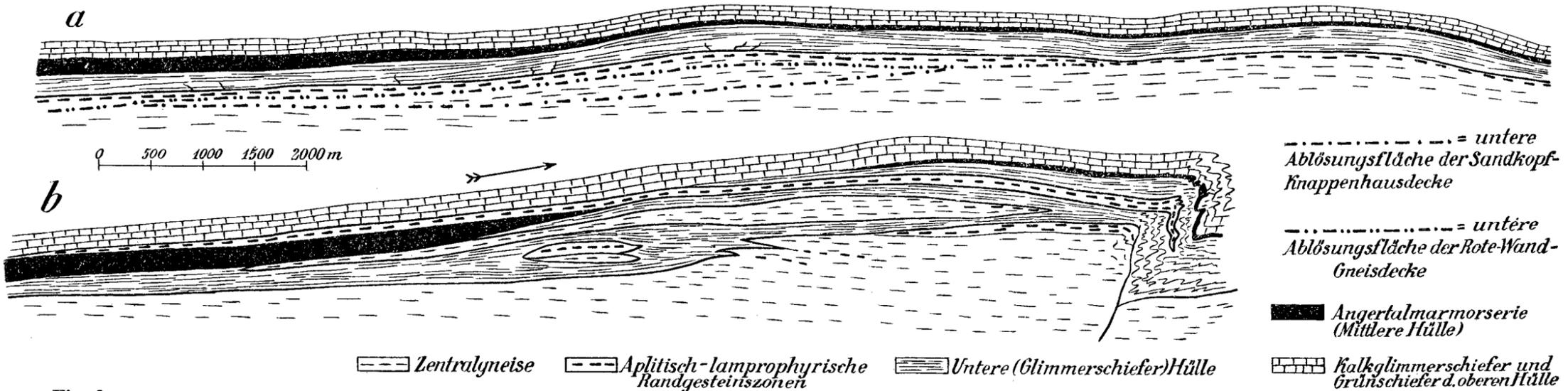
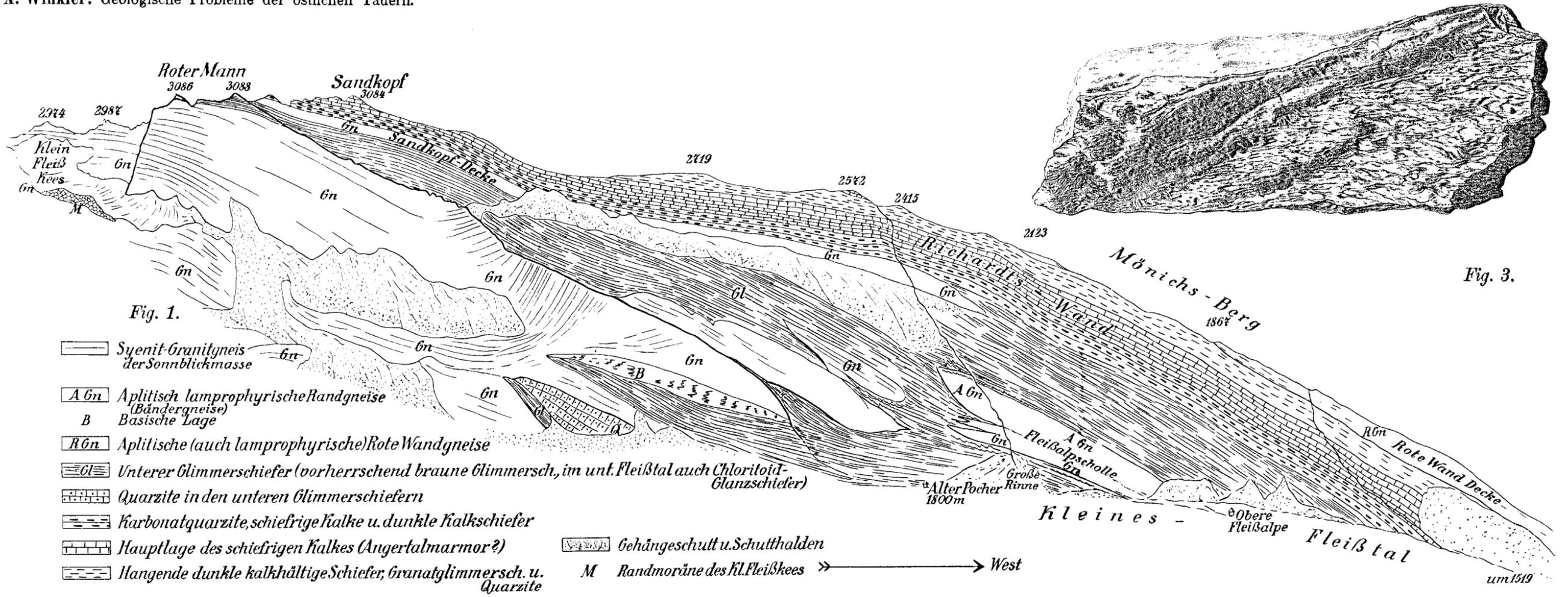
- +++ Porphyrischer Granitgneis der Hochalmmasse
 - LLL Syenit-Gneise der Hochalmmasse
 - ~~~ Syenit- u. Granitgneise der Sonnblickmasse
 - ~~~ Aplitische-Amphibol. Randgneise (Neubau-Rote Wandgneise)
 - Braune Glimmerschiefer
 - Reine Quarzite
 - Paragneise (Konglomeratgneise)
 - Helle Granat-Chloritoidglanzschiefer
 - Grünschiefer u. Amphibolite in der unt. Hülle
 - Angertalmarmore, Kalkschiefer u. Quarzite
 - Dunkle Riffelschiefer u. dunkle Kalkschiefer im Sonnblickgebiete
 - Karbonatquarzite an der Basis der
 - Kalkglimmerschiefer der
 - Grünschiefer der
 - Serpentin
 - Gletscher, Gehängeschutt, Bergstürze, Alluvium, Moränen
- Zentralgneis
- Unt. Schieferhülle
- Mittlere Schieferhülle
- Oberen Schieferhülle
- Diluvium u. Alluvium

Querschnitt durch das Sonnblickmassiv

Fig. 2.



A. Winkler: Geologische Probleme der östlichen Tauern.



Zur petrographisch-tektonischen Analyse.

III. Teil.

Von Bruno Sander, mit Beiträgen von Oskar Schmidegg, Innsbruck.

(Mit 39 Figuren.)

Einleitung.

Seitdem ich in der zweiten Folge dieser petrographisch-tektonischen Studien angesichts des Mangels an Arbeitsbehelfen und der Unmöglichkeit, bei meiner Behörde die zeitgemäße Umsetzung unproduktiven Institutsinventars in produktives bis dahin durchzusetzen, mehr auf die Darstellung neuer Arbeitsprogramme als auf deren Durchführung angewiesen war, hat es sich wenigstens ermöglichen lassen, durch Einstellung der Universaldrehtisch-Apparatur in den Institutsbetrieb die Arbeitsrichtung dieser Studien faktisch lebendig zu erhalten. Ich habe es wie meine Schüler dem Verständnis von Kollegen für meine Lage, welches einen Betrag von seiten der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte meinem Institut zuwandte, und dem Entgegenkommen der Firma Leitz-Wetzlar zu danken, daß ich die in der zweiten Folge nur theoretisch betonten und von Schmidt mittlerweile (T. M. M., 1925) so erfolgreich praktizierten Vorteile der U-Tisch-Analyse hier für einige Fragen ausnutzen konnte.

Dem Interessenten kann mein „Rückblick auf die Entwicklung einiger Begriffe der neueren Gesteinskunde“ (Geolog. Arch., 1926, 1. Heft) zeigen, wie im Zusammenhange der dort erörterten Literatur das in dieser Arbeit unter anderem bestätigte Faktum durchgehender, zur tektonischen Deformation korrelater Gefügeregelung auch bei Karbonatgefügen, ganz entsprechend der von mir seinerzeit in ihrer regionalen Verbreitung in Quarztektoniten nachgewiesenen passiven Quarzgefügeregelung, durchaus zu erwarten war, wenn auch die Frage augenblicklich noch unentschieden ist, wie weit die Deformationsbedingungen, bzw. die Tiefenstufen bester Quarzregelung und bester Kalzitregelung zusammenfallen oder sich teilweise überdecken. Nachdem ich (1915, T. M. M.) von der Quarzgefügeregelung aus auf beobachtete echte Gefügeregelung an Amphibol, Gips und Feldspat hingewiesen hatte, hat Schmidt meines Wissens als erster (Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Wien 1917, S. 527) ein Beispiel eines geregelten Kalzitgefüges in Tessiner Kalkglimmerschiefer beschrieben und an seinem Beispiel festgestellt, daß γ ($= \omega$) schief zu s lag.

Nachdem ich mich an meinen Beispielen aus der Schieferhülle der Tauern, aus den Laaser Schichten, aus dem Quarzphyllit und aus der

Tribulauntrias überzeugt hatte, daß die durchbewegten Marmore allenthalben mit derselben, wo nicht noch größerer Verlässlichkeit wie die Quarztektonite eine passive Gefügeregelung zeigten, wurde die räumliche Analyse dieser Regelung mit dem U-Tisch in Angriff genommen. Hiebei übernahm es mein Mitarbeiter, Herr Dr. Schmidegg, zu Vergleichszwecken die aktive (Wachstums-) Regelung des Kalzits in Gesteinen zu studieren, ein Schüler E. Felkel übernahm das eingehende Studium der passiven Regelung, ich selbst befaßte mich mit der letzteren, soweit ich es für meinen Zweck, Faltengefüge von kalzithaltigen Gesteinen zu analysieren, brauchte, worüber in folgenden bereits berichtet ist. Außer seinen Beiträgen hat Herr Dr. Schmidegg auch die Auszählung meiner Diagramme und den Entwurf des flächentreuen Gradnetzes sowie manche gelegentliche Mitarbeit dankenswert besorgt.

Ich habe schon bei mehreren früheren Gelegenheiten darauf hingewiesen, daß die Regelung das Gestein in bezug auf seine physikalischen Eigenschaften anisotrop macht. Sofern diese Eigenschaften irgend technisch interessieren, wie z. B. das Festigkeitsverhalten beim Abbau des Materials, bei dessen einwandfreier Prüfung und bei dessen einwandfreier, im eigentlichsten Sinne „richtiger“ Einfügung in ein Bauwerk, sind folgende Punkte für den technischen Erfolg entscheidend:

1. daß man mit der passiven Gefügeregelung als mit einer allgemeinen Eigenschaft unter gewissen Bedingungen deformierter kristalliner Körper auch den Gesteinsvorkommen der Natur gegenüber jederzeit rechnet. So auch in Fällen, in welchen nichts von einer Ordnung der Körner mit freiem Auge zu sehen ist;

2. daß man nicht nur wie die bisherige Baumaterialienprüfung der Gesteine an Gefügeanisotropien durch Kornumrisse, sondern durch die Lage des anisotropen Kornes denkt, an die Regelung des Gefüges, welche seit 15 Jahren für Petrographen erörtert, den Metallographen später geläufig geworden und der Baumaterialienkunde der Gesteine heute noch unbekannt ist, obwohl hier wie in der Metallographie die Festigkeitsprüfung eben auch erst durch Berücksichtigung der Gefügeanisotropie auf Grund einer räumlichen (U-Tisch-) Gefügeanalyse für das untersuchte Gestein eindeutig wird.

Es ist also, was z. B. die Marmore angeht, mit der vorliegenden Arbeit selbstverständlich auch für den Techniker gesagt, daß die meisten scheinbar richtungslosen Marmore festigkeitsanisotrop sind, daß es moderne Begutachtung von Marmorbrüchen ohne U-Tisch-Analyse nicht mehr gibt, daß sich der Abbau und die richtige Einfügung eines Werkstückes in den Bau von der U-Tisch-Analyse leiten lassen muß. Ich bemerke also auch in dieser zunächst für Geologen und Petrographen geschriebenen Arbeit, daß der U-Tisch schon heute auf Grund dieser Arbeit ein für den Marmorbegutachter, auf Grund des erreichten Standes unserer Einsicht in Gefügeregelungen aber überhaupt für jeden, der sich mit Baumaterialienkunde der Gesteine befaßt, ein unentbehrliches Instrumentar darstellt, bzw. künftig darstellen wird.

Kehren wir zum geologisch-petrographischen Fragenkreis zurück, so setzt diese Arbeit alle bisher erschienenen (siehe Geol. Arch., 1926, Heft 1) voraus, insbesondere auch die U-Tisch-Arbeit Schmidts an

Quarzgefügen, welche eine treffliche allgemeine Einleitung in den Vorgang bei solchen Untersuchungen enthält (T. M. M., 1925). Im Interesse übersichtlicher Vergleichbarkeit der Ergebnisse wurde dem Vorgange Schmidts gefolgt, einiges aber, wie weiter unten erörtert, der Aufgabe angepaßt. Was die Wahl des Stoffes anlangt, so nahm ich durch besondere Beachtung der Kalzitgefüge auf eine gewisse Arbeitsteilung zwischen uns Bedacht, durch die Wahl homogen geregelter Falten auf Schmidts Betonung der „Gleitbrettfalte“, deren Kritik durch Gefügestudien ich in einem Referat (Verh. B. A.) vorgeschlagen und sogleich in Angriff genommen hatte. Die besonderen Vorteile, welche mich seinerzeit zur Gefügeuntersuchung von Gesteinsdeformationen übersichtlichen Ausmaßes geführt hatten, waren auch diesmal maßgebend dafür, daß ich Falten (Spitzfalten, Faltenstengel) wählte; diese Vorteile sind folgende:

Daß eine Deformation von deutlich sichtbarem Grade der „Stetigkeit“ mit Teilbewegung im Gefüge vorliegt, ist unleugbar.

Annahmen aus der Großtektonik sind nicht nötig. Man gewinnt also unabhängigen Boden für die Ergänzung und Prüfung von gefügekundlichen Ergebnissen, welche unter derartigen Annahmen gewonnen sind, womit ich keineswegs die Zuverlässigkeit solcher Annahmen überhaupt in Abrede stelle. Andererseits handelt es sich um Formen, um Typen tektonischer Deformation, welche im Schlift wie im tektonischen Profil auftreten. Und es gelten, worauf ich bei jeder Gelegenheit immer wieder eindringlich hinwies, alle für den Mechanismus der Entstehung, für die Deutbarkeit des Bewegungsbildes, für das Verhältnis von Kristallisation und Teilbewegung im Gefüge, für den Kräfteplan bei der Beanspruchung usw. maßgebenden Beobachtungen und Überlegungen ganz unabhängig von absoluten Ausmaßen, also um kein Haar weniger für die allgemeine Tektonik als etwa für die „Mikrotektonik“, sofern erstere eben in der Typisierung und Analyse ihrer häufigsten Großformen eine Aufgabe erblickt. Wer das verkennt, der verkennt damit den Sinn technologischer Tektonik überhaupt. Übrigens habe ich hiefür seit jeher als Aufnahmsgeologe im geologischen Profil und gleichzeitig als Petrograph im Schlift Beispiele für solche gemeinsame Gesetzmäßigkeiten aller Gefüge beliebigen Ausmaßes ausführlich beschrieben, wenn ich hier etwa nur an die Beispiele der vom Tauernwestende beschriebenen Walzfalten und Stengelfalten, des Zusammenfallens von Faltenachse und Stengelachse, der Phyllonitisierung, der Umfaltung, der stetigen Tiefentektonite überhaupt erinnere. Und es ist die von Schmidt zuerst in unser Begriffsinventar eingeführte stetige falteuförmige Verbiegung von Vorzeichnungen durch Scherflächenscharen (die Gleitbrettfalte ist ein noch diskutabler Sonderfall eines allgemeineren, heute auch aus dem Gefüge bereits erwiesenen Prinzips) ebenfalls ein Beispiel für die Unabhängigkeit derartiger Untersuchungen von Ausmaßen und für ihre Tragweite für die Großtektonik.

Zu der genannten Unabhängigkeit, welche die Ergebnisse an übersichtlichen Kleinformen sehr oft zugleich zu sonst unerreichbaren Ergebnissen für die allgemeine Großtektonik macht, tritt ein weiterer Vorteil insofern als man die zu untersuchenden Kleinformen ja seinem tektonischen Profile entnimmt, wie ich das ebenfalls seit 15 Jahren in Arbeiten befürwortete, selbst ausübe und lehre, u. zw. so, daß man

seine Ergebnisse an der Kleinform einer Deformationsphase des Großprofils zuordnen kann, so daß ich z. B. keine Kleinfalte je beschrieben habe, ohne deren Rolle in dem betreffenden Bewegungsbilde des Großprofils zu kennen (Tektonik mit summierbarer Teilbewegung). Man gewinnt also durch die Untersuchung von Kleindeformationen, wenn man deren Summierbarkeit (z. B. Kleinfalten im Grundgebirge, Faltenstengel, Phyllonitfalten) zu einer bestimmten tektonischen Phase im Auge behält, auch direkte Einblicke in diese „korrelate“ tektonische Bewegung, worauf später auch Schmidt mit eindringlicher Betonung der Notwendigkeit, die Präparate auf das Profil beziehen zu können und also orientiert zu entnehmen, mehrfach hingewiesen hat.¹⁾

Ein weiterer Vorteil der Untersuchung kleinerer Deformationen liegt in deren besserer Übersichtlichkeit, was die Teilbewegungen, die Summierbarkeit der Teilbewegungen zu einem lückenlosen Bewegungsbild, Schlüsse auf Einspannung des Stückes: Trajektorien, Schubspannungen usw., kurz den ganzen Mechanismus der Entstehung betrifft; ferner aber auch das Verhältnis der Kristallisation der Einzelminerale zum Zustandekommen der Deformation, insbesondere der Faltenbögen. So läßt sich beispielsweise nur bei einem gewissen Größenverhältnis zwischen Korn und Faltenbogen der Fall einer erst nach Vollendung des Bogens erfolgten Kristallisation (ein Sonderfall der vorkristallinen Faltung) sicherstellen und sodann erst schlußfolgernd auch für die zur betreffenden Kleinfalte gehörigen Falten des Profils und damit überhaupt für die betreffende Deformationsphase (eines mehrphasigen Profils) behaupten.

Dergleichen Vorteile lockten zur Fortsetzung des in früheren Arbeiten begonnenen Studiums von Falten mit unserer heutigen, insbesondere was die räumliche Gefügeanalyse angeht, gänzlich überlegenen U-Tisch-Apparatur.

Es wurde ferner besonders darauf geachtet, zunächst monomikte Falten zu untersuchen, Falten, welche aus nur einem bis zwei, höchstens drei Mineralen bestanden: aus Kalzit, Quarz, Kalzit und Quarz, bisweilen mit Glimmer. Ich habe bereits in der letzten Folge dieser Studien allgemein erörtert, welche Bedeutung Gefügegenossen für den Mechanismus der Korndeformation haben (siehe S. 195 ff.). Da nach meiner 1923 (Jb. B. A.) am ausführlichsten vertretenen Auffassung die passive Gefügeregelung vom Mechanismus der Korndeformation abhängt, so ist ein Einfluß der Gefügegenossen auf die Regelung u. zw. auf deren Art, statistischen Grad und Genauigkeitsgrad, durchaus zu erwarten. Um diesen Einfluß eindeutig zu sehen, wurden Gefüge mit nur zwei Komponenten (Quarz, Kalzit) gewählt. Und um des Umstandes gewiß zu sein, daß die sonstigen Bedingungen der Deformation und Regelung für das Gefüge mit und ohne die in ihrem Einfluß zu untersuchende Komponente genauestens dieselben waren, wurden Deformationen untersucht, in welchen beiderlei Gefüge (also „Quarz-in-Quarz“-Gefüge und „Quarz-in-

¹⁾ Ich habe es in diesem Jahrbuch ferner auch bereits 1914, S. 597, ausdrücklich, aber damals erfolglos gerügt, daß man sich in der Petrographie mit schlechtorientiert geschnittenen, für manche Fragen unbrauchbaren Präparaten begnügt, im Gegensatz zu allen Fächern, welche sich mit anisotropen Gegenständen hefassen.

Kalzit“-Gefüge) zugleich und nebeneinander unter ganz gleichen Bedingungen deformiert waren.

Man kann endlich, ähnlich so wie Königsberger monometamorphe und polymetamorphe Gesteine unterschied, einfach geregelte und mehrfach geregelte Gefüge zunächst begrifflich unterscheiden. Man wird in dieser Arbeit wirkliche Beispiele für solche reliktsche Regelungen finden, in dem z. B. eine jüngere Beanspruchung nur den sehr empfindlichen Kalzit unregelte, den unter den betreffenden Bedingungen weniger empfindlichen Quarz aber in seiner zu einem noch gut erschließbaren älteren Kräfteplan korrelaten Regelung beließ. Auch diese Feststellung, ob einfach geregelte oder mehrfach geregelte Gesteine vorliegen, gelingt besonders leicht und sicher zunächst an Kleinformen.

Ebenso gelingt besonders leicht und sicher die Unterscheidung, ob im betrachteten Bereiche — in unserem Falle ist dies der Faltenbogen — homogene oder inhomogene Regelung vorliegt, welche Aussage auf die Einzelminerale bezogen werden muß. Ich habe diese beiden Fälle schon 1911 (T. M. M.) und 1915 (Jb. R. A.) an Beispielen bekanntgemacht und begrifflich dadurch unterschieden, daß bei den „indifferenten“ Falten entweder keine mit damaligen Apparaturen wahrnehmbare Regelung oder keine Abhängigkeit der Regelung von den Faltenbogen bestand, während eine solche beim zweiten Typus vorhanden war (z. B. Quarzregelung korrelat zu Biegetrajektorien der Falte). Zum ersten Typus gehören z. B. alle von irgendeiner echten regelnden Cleavage nachträglich geschnittenen Faltenbogen und die faltenförmige Verbiegung einer Schichtenzeichnung durch nicht zu derselben parallele regelnde Scherflächen. Da Schmidts Gleitbrettfalte, wenn nachweislich, unter den homogen geregelten Falten zu suchen war und die Beurteilung der Gleitbrettfalte vom Gefüge aus Ergebnisse versprach, wurden homogen geregelte Falten untersucht. Es werden also hier zunächst die mit dem gleich zu erörternden Methoden gewonnenen Beobachtungen an einfach und mehrfach geregelten, homogen geregelten Falten (und Stengelfalten)-formen aus Kalzit, Quarz und Kalzit-Quarz insbesondere durch Gefügediagramme beschrieben werden.

Die Arbeit entspricht teilweise einem am 16. März 1926 in München gehaltenen Vortrage (Centralbl. f. Min., 1926, Abt. B, Nr. 5, S. 168), in welchem alle empirischen Diagramme und die konstruktiv rotierten Diagramme bereits vorgelegt wurden.

Die Untersuchung der hier verwendeten Präparate ist keineswegs als allseitig abgeschlossen zu betrachten und dürfte mit weiter verfeinerten Methoden noch manches für den in Folge II aufgewiesenen Fragenkomplex ergeben.

Allgemeines zur Beschreibung von Faltenformen.

Wir haben schon einleitend die äußere Form der Falte und das Gefüge unterschieden. Wollen wir klar und ohne mehr oder weniger unfreiwillige Behauptungen beschreiben, so ist es durchaus nötig, auch eine einfache Bezeichnungsweise für die räumliche Orientierung an der Faltenform zu wählen und zunächst von einer einfachen

Bezeichnungsweise für die Orientierung im Gefüge begrifflich scharf getrennt zu halten.

Auch die Bezugsrichtungen der Großtektonik haben wir begrifflich zunächst scharf für sich zu benennen. Denn die Aufgabe besteht derzeit eben darin, erst zu erforschen, wie weit und wie weit nicht diese Richtungen fallweise und vielleicht dann allgemein gesetzlich zusammenfallen.

1. Wir stellen die äußere Form der Falte, kurzweg die Falte, so in ein von der Kristallographie her geläufiges Achsenkreuz ($+a$, $-a$; $+b$, $-b$; $+c$, $-c$), daß die Faltenachse, die Gerade, welche das Scharnier berührt, mit $+b$, $-b$ zusammenfällt. Jene Faltenachse, welche so oft auch zur Stengelachse und Schnittgeraden von Scherflächen wird, auch als Umfaltungsbachse erscheint, ist also die b -Achse, kurz b mit den Richtungen $+$ und $-$. Das Achsenkreuz steht dem Betrachter wie üblich gegenüber, und die Falte wendet dem Betrachter ihr Scharnier zu. Damit ist die eindeutige räumliche Beziehung gegeben, welche in dieser Arbeit zugrunde liegt und z. B. aus Fig. 18 ersichtlich ist.

Die Ebene (ac) ist bekanntlich fast immer eine Symmetrieebene der Faltenform, kann aber als Symmetrieebene auch verlorengehen und fehlen, so z. B. bei einem im tektonischen Profil und im Kleingefüge nicht seltenen, aber unbeachteten Typus mit unparallelen b -Achsen aufeinander reitender Falten (achsendifergente Falten), welche übrigens unter anderem nicht durch Scherflächen mit konstantem Verschiebungsbetrag aus einer normalen achsenparallelen Falte erzeugbar sind. In einem Falle einer solchen achsendifergenten Falte ergab die Riefung der Teilfalte 1, welche auf Teilfalte 2 mit der an anderer Stelle schon besprochenen Füllung zwischen den Schenkeln reitet, zugleich die Richtung der b -Achse für Teilfalte 2 ($+b_2$, $-b_2$), welche in Teilfalte 1 steckt. Falte 1 „reitet mit der Achsendifergenz $\angle \varphi$ auf Falte 2“, Falte 1 ist sozusagen über Falte 2 hinausgezogen wie die Haut über die Ohren, u. zw. wahrscheinlich durch einen walzenden Hauptdruck, welcher links größer war als rechts und nach rechts schwenkendes Ausweichen erzielte.

Die Ebene (ab) ist ebenfalls häufig eine Symmetrieebene der Faltenform, oft auch nicht (wie besonders häufig in Regionen mit geneigter Umfaltung [vgl. T. M. M. 1911] zu beobachten). Die Ebene (bc) ist nie eine Symmetrieebene der Faltenform, oft aber, wie zahlreiche Beispiele dieser Arbeit zeigen, eine Symmetrieebene des Gefüges, was eben scharf zu trennen ist.

2. Die Symmetrieebenen und -achsen der Gefüge im Zusammenhange mit Symmetrieeigenschaften, des das Gefüge regelnden kinematischen (Bewegungsbild) und dynamischen (Kräftefeld) Aktes, habe ich umrißweise schon in der vorigen Folge als etwas ganz für sich zu Betrachtendes besprochen. Schmidt hat sie nach einem mir kürzlich zugegangenen Manuskript, welches in Jb. B. A. dieser Arbeit folgt, ausführlicher erörtert.

3. Schmidt hat ferner in seinen Gefügeanalysen mit Bezug auf tektonische Richtungen vorgeschlagen, das tektonische Streichen mit y , die zugehörige Gleitrichtung mit x und die das Lot auf Ebene (xy) mit z

zu bezeichnen. Diesem Vorschlage folge ich vorerst unter scharfer begrifflicher Trennung der Begriffe unter 1, 2, 3, wie erörtert. Denn ich meine, wir müssen beim heutigen Stande der Einsicht selbst auf die so übliche a-priori-Gleichsetzung von $+x - x$ mit $+b - b$ in gefalteten Gebieten während eines einzelnen Deformationsaktes verzichten, bis wir die Gleichsetzung gefügeanalytisch geprüft und, wie das sicher in sehr vielen Fällen gelingen wird, begründet haben.

Was die Vorzeichen von x , y , z betrifft, so schlage ich zur besseren Analogie mit meiner Faltenbezeichnung vor, daß die Bewegung gegen den Beschauer erfolgt, welcher die Vorzeichen wie im kristallographischen Achsenkreuz setzt.

Daß man die b -Achse der Faltenform nicht etwa schon begrifflich gleich Schmidts tektonischem Streichen setzen darf, obwohl ich selbst seit je nur Beispiele für das Zusammenfallen der beiden beibrachte und diesen Umstand seit 15 Jahren aus Großgefügen und Kleingefügen beschrieben und betont habe, das zeigt ohne weiteres auch das oben angeführte Beispiel der achsendivergenten Falten.

Einige allgemeine Rückerinnerungen an die formändernde Wirkung von Scherflächenscharen seien ebenfalls noch angebracht. Scherungen (Gleitungen) sind die wichtigsten Differentialbewegungen wie bei stetiger Formänderung überhaupt, so auch bei der Umformung der Gesteine. In Gesteinen mit nicht nur gezeichneten, sondern mechanisch reellen s verlaufen die Scherungen mehr oder weniger in s , bei sehr hetontem s , wie in den Phylloniten mit ihren Glimmerhäuten, sogar bei beliebiger Einspannung des Gesteins, wie ich das als Umfaltung der Phyllonite beschrieben habe. Letzteres Bewegungsbild weicht dann am stärksten von der Änderung irgendeiner nichtmechanischen Vorzeichnung durch diese Vorzeichnung schneidende Scherflächen, Scherflächen also vom reinen Typus stetiger Umscherung einer Vorzeichnung, ab. Es wird eben in diesem Extremfall eine mechanisch wenig betonte Vorzeichnung, z. B. eine lediglich gezeichnete Parallelfächenschar, stetig zerschert (wie im Sonderfall der Gleitbrettfalte Schmidts), im anderen Extremfalle aber wird in der mechanisch betonten Vorzeichnung, z. B. reellem s , geschert und gegliedert (wie im Sonderfall meiner Phyllonitumfaltung). Zwischen diesen beiden Extremfällen lassen sich alle möglichen Mischtypen, abhängig von der Scherfestigkeit in dem von der betrachteten Deformationsphase bereits vorgefundenen s , erkennen, so daß an der Umformung vieler Gesteine beide Prinzipien, die Gleitung im s und die Gleitung schief zu s , durchaus nebeneinander walten. Dieser Satz und die Umfaltung der Phyllonite enthalten meine erste Einschränkung der Verbreitung des Schmidtschen Bewegungsbildes „Gleitbrettfaltung“.

Eine Abweichung vom Schmidtschen Bewegungsbild liegt ferner darin, daß, wie ich schon vor vielen Jahren hervorhob, im allgemeinen mit einer Einspannung des betrachteten Gesteinsbereiches „zwischen bewegten Backen“ zu rechnen ist. Wir haben also auch gerade in dem von Schmidt betrachteten Falle geringer mechanischer Wirkung der Vorzeichnung mit einer fortwährenden, meist stetigen Verlegung und Verbiegung der Scherflächen in s_1 sowohl als der Scherflächen s_2 schief zu s_1 zu rechnen. Dadurch wird der Gesteinsbereich, in welchem sich

das Schmidtsche Bewegungsbild ebener Scherflächenscharen, welche eine Vorzeichnung mehr oder weniger gesetzmäßig verkrümmen, überhaupt festhalten läßt, faktisch sehr oft (insbesondere in Gesteinen mit einigermaßen betontem s_1) so klein, daß nicht einmal für ein ganzes Handstück, bisweilen nicht einmal für einen ganzen Dünnschliff das Schmidtsche Bewegungsschema der Gleitbrettfalte anwendbar ist. Es besteht dann schon für kleine Bereiche keine Schar paralleler Schmidtscher Scherflächen mehr, sondern man muß, sofern man überhaupt etwa aus dem Gefüge Ursache hat, einzelne Verkrümmungen durch stetige Zerschierung schief zur Vorzeichnung zu erklären, seine Scherflächen als richtungändernde Flächenknäuel durch das Handstück und schließlich durch das Profil ziehen, womit man meines Erachtens eben schon wesentlich vom Bewegungsbild der ebenen Parallelscherflächen und damit auch von Schmidts Gleitbrettern abweicht. Aber auch der Betrag der Relativverschiebung in einer und derselben Scherfläche, ja nicht einmal der Richtungssinn in einer und derselben Ebene, man mag sie legen wie man will, ist sehr oft nicht einmal im Handstücke festzuhalten. Ich erinnere nur an die Erscheinung der Internfaltung und der gegeneinander gekehrten Falten-scharnieren von Einlagerungen. Wir haben in solchen Fällen eben gar nichts mehr vom Schmidtschen Bewegungsschema für das Profil in der Hand, sondern lediglich die aus dem Gefüge zu erweisende Annahme, daß überhaupt örtlich im Handstück Verkrümmungen durch stetige Zerschierung schief zur Zeichnung vorkommen. Und was mir besonders wichtig scheint: Es sind nicht diese Scherflächen mit ihren Beträgen, welche sich etwa im Sinne der Gleitbrettfalte unmittelbar einfach zur Deformation des ganzen geologischen Körpers summieren, sondern kompliziertere Teilbewegungsbilder, z. B. kleine, untereinander gleichgerichtete Stengelfalten usw. Ferner geht hieraus hervor, daß man keineswegs immer damit rechnen darf, daß die Beziehung des Kleingefüges zur Großtektonik eine so einfache sei, daß sich im orientiert genommenen Stücke die Hauptrichtungen des Kleingefüges (aufgewiesen durch die U-Tisch-Diagramme) mit den tektonischen Richtungen x , y , z decken wie in den von Schmidt beschriebenen Fällen. So z. B. ist es in Gebieten starker tektonischer (nicht technologischer) Walzung eines Bewegungshorizontes, wie ich es vom Tauernwestende beschrieb, oder auch in differential überfalteten Phylloniten mehr und mehr nur noch die b -Achse der Falten und Stengel, welche auf der Bewegungsrichtung des Ganzen (nicht mehr genau gleich der Schmidtschen „Gleitrichtung x “) senkrecht steht und mit y zusammenfällt, während gerade die (xy) Ebene als Haupt„gleitebene“ des Gefüges die Lage örtlich ändert, so daß im Einzelschliff in jenen Falten, mit deren b überhaupt eine Gefügeachse zusammenfällt, nur etwa b mit dieser Gefügeachse und diese mit y zusammenfällt.

Mit alledem ist gar nichts gegen das Vorkommen des auch gedanklich unentbehrlichen Schmidtschen Bewegungsbildes gesagt, dessen Nachweis aus dem Gefüge sich ja diese Arbeit mitangelegen sein läßt, wohl aber, meine ich, ist genug gesagt gegen dessen allzu rasche und ausgedehnte Anwendung, welche nicht modern gefügekundlich gebildete Fachgenossen zu tektonischen Spielereien führen könnte.

Änderung von Vorzeichnungen und geologischen Formtypen durch Gesteinstranslation.

Einen Sonderfall solcher Änderung von geologischen Vorzeichnungen hat Schmidt als Gleitbrettfalte erörtert, nämlich eine mechanisch, im Idealfall unwirksame Parallelfächenschar s_1 durch s_2 so zerschert, daß die Schnittgerade zwischen s_1 und s_2 normal auf der Richtung der Bewegung steht, wobei ein Gesetz der Verschiebungsbeträge vorgeschrieben wird. Bei der großen Bedeutung der Gesteinstranslation durch parallele Scherflächen (vgl. I. Folge und siehe Geol. Arch., 1926, mit früherer Literatur) erschien es nötig, die Frage wie im Titel allgemeiner zu fassen, um so mehr, als auch diese Untersuchung in Fragen des Kleingefüges und der Großtektonik ganz gleicherweise unabhängig von absoluten Maßen mitspricht. Es schien namentlich „nötig, zu typisieren, in welche Formen geologisch interessierende Formen mit charakteristischen Symmetrieeigenschaften je nach ihrer Einstellung gegenüber der Parallelzerscherung übergehen“ (Zentralbl. f. Min., 1926, Maiheft, Sander, „Über das Gefüge usw.“). In dieser Form habe ich die Frage zur geometrischen Bearbeitung meinem Mitarbeiter, Herrn Dr. Schmidegg, vorgelegt. Zunächst soll ihre Bedeutung noch etwas veranschaulicht werden. Schmidt hat im angeführten Beispiele der Gleitbrettfalte als erster zuerst der Querzerscherung von Vorzeichnungen einen großen Einfluß auf das Profilbild zuerkannt. Dieser Einfluß läßt sich erstens aus dem Gefüge, wie es diese Arbeit zunächst übernimmt, überprüfen, dann aber auch durch Bearbeitung der eben aufgeworfenen Frage. Wir müssen ferner nicht nur für Gefügestudien (z. B. zur Abschätzung der selektiven Korndeformation, vgl. II. Folge) wissen, was durch Parallelzerscherung zunächst geometrisch dem Korn je nach seiner Lage zur Scherfläche zugemutet wird, sondern auch für tektonische Studien ist die Beantwortung der analogen Frage durchaus nötig. Wir werden nun z. B. sagen: Wenn nach Schmidt Gebirgstelle aus Gleitbrettfalten bestehen und die schief zur Erdoberfläche führende Zerschering der Erdkrinde eine häufige Norm darstellt, so ist in tektonisch mehrphasigen Gebirgen zu erwarten:

1. daß eine neuerliche Zerschering über bereits gefaltete Gebirge ergeht, eine Umscherung (wie ich das analog zu meiner Umfaltung nennen müßte);

2. daß diese Umscherung durch s_2 die bereits vorliegenden Formen mit der verschiedensten Einstellung gegenüber s_2 trifft und demgemäß ändert, u. zw. besonders in ihren Symmetrieeigenschaften.

Man müßte dabei unterscheiden, ob die Translation

- a) mit konstantem Betrag der Relativverschiebung in den s_2 -Flächen oder
- b) mit sich (stetig) änderndem Betrage erfolgt.

3. Schmidt müßte noch außerdem erwarten, daß 2 b mit dem gesetzmäßig sich ändernden Verschiebungsbetrag der „Gleitbrettfalte“ erfolgt.

Gerade um 3 tektonisch zu prüfen, also um zu untersuchen, ob in den einigermaßen bekannten Gebirgen wirklich etwas für eine normale und häufige Rolle der Gleitbrettfalte spricht, müssen wir vorerst in aller Allgemeinheit geometrisch untersuchen, welche Änderungen von

Vorzeichnungen und geologischen Formtypen (z. B. namentlich von „Falten“ als Vorzeichnung betrachtet) dann überhaupt durch Gesteinstranslation nach 2a, 2b und 3 zu erwarten sind. Finden wir dann etwa, daß die nach 3 zu erwartenden Formen, z. B. durch Umscherung, neugefaltete Falten mit verbogener Achse, wie solche ja gefügeanalytisch nachweisbar sind (vgl. Fig. 21, 22), eine große oder eine kleine oder gar keine Rolle im Gesamtmaterial der bekannten Gebirge spielen, nun so ist beispielsweise dementsprechend für oder wider nicht die Existenz, aber die tektonische Rolle der Gleitbrettfalte entschieden. Auch ist es denkbar, auf dem hier umrissenen Wege zur Erklärung jener tektonischen Formen zu gelangen, welche man dank der lauterer Beobachtung von Forschern, wie Spitz (in den rätischen Bögen z. B.)¹, kennt, aber nicht ganz versteht, oder auch erst zur Kenntnis der Formen zu gelangen, welche der leider häufigere Typus des geologischen Beobachters übersah, weil er sie nicht von vornherein verstand. Diese Bemerkungen mögen es begründen, daß ich meinem Mitarbeiter, Herrn Dr. Schmidegg, zunächst eine allgemeine Behandlung des Themas übertrug, als dessen erster Anreger bei uns bekanntlich Schmidt zu betrachten ist.

Geometrische Erörterungen zur Umscherung von Vorzeichnungen (O. Schmidegg).

Es sollen hier die Veränderungen untersucht werden, die vorgezeichnete Linien und Flächen in einer Gesteinsmasse erfahren, wenn sie durch parallele Flächenscharen zerschert werden, u. zw. sollen diese Flächen Ebenen sein, und die Größe der Verschiebungsbeträge soll proportional dem Abstand von einer beliebigen Ebene E_0 , die als in Ruhe befindlich angesehen wird, sein. Hierbei sind die vorgezeichneten Linien und Flächen nur als reine Vorzeichnungen zu betrachten, auf durch Materialbeschaffenheit bedingte Unterschiede, wie verschiedene Festigkeit usw., wird hier nicht eingegangen.

Es sind das dieselben Bedingungen, unter denen die sogenannten einfachen Schiebungen an Kristallen vor sich gehen (Deformationsellipsoid).² — Diese Veränderungen werden nun mit Hilfe der analytischen Geometrie untersucht, wie es schon Schmidt, jedoch für die Zerschering nach einer Flexur, also nicht nach einfachen proportionalen Verschiebungsbeträgen, getan hat.³)

In das Scherflächensystem wurde nun ein Achsenkreuz XYZ hineingelegt, u. zw. derart, daß

XY die in Ruhe befindliche Gleitebene E_0 ,

X die Gleitrichtung,

XZ die auf die Gleitebenen senkrechte Ebene der Schiebung darstellt. Die zu E_0 parallelen Ebenen legen laut Voraussetzung Wege

¹) Nach Drucklegung dieser Arbeit ergab ein Besuch der Engadiner Dolomiten, daß die Korngröße dem derzeitigen U-Tisch-Verfahren nicht entspricht und eine gar nicht bis ins Korngefüge greifende Teilbewegung zum mindesten vorherrscht.

²) Johnsen. Die Struktureigenschaften der Kristalle. Festsch. d. Min., 1913, S. 112.

³) Schmidt, Zum Bewegungsbild liegender Falten. Verh. d. geol. R. A. 1912, Nr. 3.

parallel zu E_0 zurück, die proportional dem Abstand von E_0 sind. Der Betrag der Verschiebung s ist dann gegeben durch die Strecke, die ein Punkt der Ebene zurücklegt, der um die Längeneinheit von E_0 entfernt ist. Die Verschiebung eines beliebigen anderen Punktes im Abstände z von E_0 beträgt dann zs . Der Winkel α zwischen der Verbindung: neue Lage des Punktes mit 0-Punkt und der Z -Achse gibt den Winkel der Verschiebung an und $\operatorname{tg} \alpha = s$ ist dann wieder der Betrag der Verschiebung im Abstände 1 (siehe Abbildung).

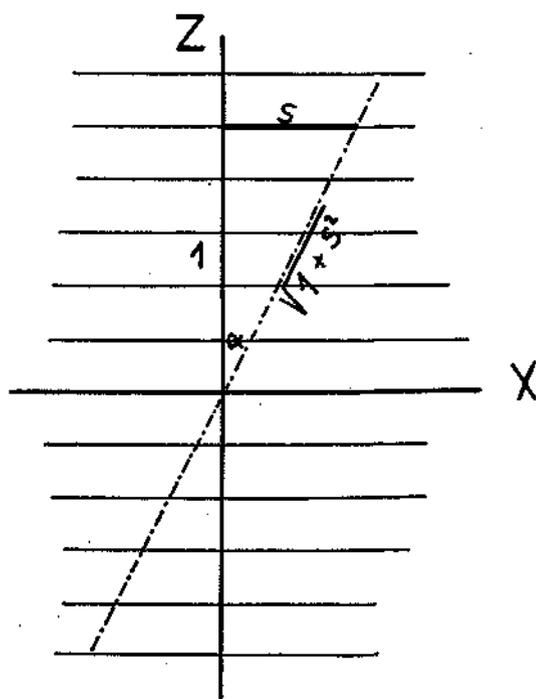


Fig. 1.

Die Formeln für die Verschiebung lauten dann

$$x = x_1 - sz_1$$

$$y = y_1$$

$$z = z_1$$

wobei an Stelle der alten Veränderlichen xyz die rechts stehenden Ausdrücke zu setzen sind.

Welche Ebene der Figur man als die in Ruhe befindliche Ebene E_0 ansieht und wo der 0-Punkt des Koordinatensystems hinkommt, ist vollständig gleichgültig, da man ja durch Parallelverschiebung des ganzen Systems jede beliebige Ebene zur Ebene E_0 machen kann und jeden beliebigen Punkt zum 0-Punkt machen kann und es ja nur auf relative Bewegungen ankommt. Hier wurde die XY -Ebene als E_0 -Ebene so gewählt, daß eine möglichst einfache analytische Darstellung der Verhältnisse ermöglicht wurde, also meist eine Symmetrieebene, so daß oberer und unterer Teil der Figur in der Darstellung Verschiebungen in verschiedener Richtung ausführten. Was die Richtung der Verschiebungen anbelangt, so wurde das System immer so angenommen, daß sich der obere Teil nach rechts (in der Richtung der positiven X -Achse) und

der untere Teil nach links bewegt. Nach der Translation kann dann das Koordinatensystem in beliebiger Weise gedreht und parallel verschoben werden, um Symmetrieverhältnisse usw. besser ersichtlich zu machen.

Zuerst werden die Veränderungen untersucht, die gerade Linien und Ebenen durch die Verschiebung erfahren, da diese von Bedeutung sind für die Einwirkung der Translation auf Minerale, die in Form von kleinen Stäbchen oder Blättchen (z. B. Glimmerblättchen) im zerscherten Gestein vorhanden sind.

Eine Gerade kann durch lineare Translation nur wieder in eine Gerade übergehen, da der lineare Grad der Gleichung durch Einsetzen der Verschiebungsformeln, die ja auch nur vom ersten Grade sind, nicht geändert wird. Die Gerade wird nur in der Richtung der Translation gedreht und erfährt außerdem eine Streckung.

Nimmt man die Gerade durch den 0-Punkt des Koordinatensystems gehend an, so kann man ihre Gleichungen anschreiben mit

$$\left. \begin{aligned} y &= mx \\ z &= nx \end{aligned} \right\}$$

n ist hierbei ein Maß für die Neigung der Geraden gegen die Gleitebene und m für die Neigung gegen die Ebene der Schiebung. Die Gleichungen gehen durch Translation über in

$$\left. \begin{aligned} y_1 &= m(x_1 - sz_1) \\ z_1 &= n(x_1 - sz_1) \end{aligned} \right\} \text{ oder } \left. \begin{aligned} y_1 &= \frac{m}{1 + sn} x_1 \\ z_1 &= \frac{n}{1 + sn} x_1 \end{aligned} \right\}$$

Der Neigungswinkel der Geraden mit der Gleitebene sei δ bzw. nach der Translation δ_1 und ist gegeben durch

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{n}{\sqrt{1 + m^2}} \quad \operatorname{tg} \delta_1 = \frac{n}{\sqrt{(1 + ns)^2 + m^2}}$$

Um die Änderung dieses Winkels zu betrachten, setzen wir $m = 0$, d. h. wir nehmen an, daß die Gerade in der Ebene der Schiebung liege. Wir erhalten dann die Gleichungen:

$$\operatorname{tg} \delta = n \quad \text{und} \quad \operatorname{tg} \delta_1 = \frac{n}{1 + ns}$$

oder

$$\operatorname{ctg} \delta = \frac{1}{n} \quad \text{und} \quad \operatorname{ctg} \delta_1 = \frac{1}{n} + s$$

Bei positiven n , wenn die Gerade in der Translationsrichtung ansteigt, ist, wie leicht ersichtlich, δ_1 kleiner als δ . Der Neigungswinkel wird also durch die Verschiebung verringert. Ist n hingegen negativ, d. h., die Gerade fällt in der Translationsrichtung ab, so wird umgekehrt der Neigungswinkel vergrößert, aber nur bis zu einer Grenze, nämlich wenn die Gerade senkrecht auf der Gleitebene steht, also $\delta_1 = 90^\circ$ wird. Das ist der Fall, wenn

$$-\frac{1}{n} = s$$

denn dann wird $\operatorname{ctg} \delta_1 = 0$. Wird der Winkel δ weiter vergrößert, so wird die Gerade bei der Translation überkippt.

Wird außer $m = 0$ auch $\frac{1}{n} = 0$, so liegt die Gerade in der Z -Achse und es wird

$$x = 0 \text{ zu } x = sz.$$

Die Gerade dreht sich nur um den Winkel der Verschiebung, und die Gleichung $x = sz$ kann dann direkt als charakteristische Gleichung für die Verschiebung angesehen werden.

Liegt die Gerade nicht in der Ebene der Schiebung, sondern schief dazu, so daß ihre Projektion auf die Gleitebene damit den Winkel ρ einschließt, m also einen beliebigen positiven oder negativen Wert hat, so gilt dasselbe, nur wird die Wirkung der Verschiebung mit wachsendem ρ verringert. Statt s hat man dann als Verschiebungsbetrag s' einzusetzen, wobei

$$s' = s \cos \rho = \frac{s}{\sqrt{1 + m^2}}$$

Eine Ebene ergibt bei der Translation mit linear wachsender Verschiebungsbeträgen ebenfalls wieder eine Ebene.

Die Gleichung einer durch 0 gehenden Ebene sei

$$x \cos \alpha + y \cos \beta + z \cos \gamma = 0$$

wobei α, β, γ die Winkel der Ebene mit den Koordinatenebenen YZ, ZX und XY bedeuten.

Durch Translation geht diese Ebene über in

$$x_1 \cos \alpha + y_1 \cos \beta + z_1 (\cos \gamma - s \cos \alpha).$$

Die Ebene behält also ihre Spur in der XY -Ebene bei, wird jedoch um den Winkel ρ gedreht. Während sie zuerst den Winkel γ mit XY , bildete, bildet sie jetzt damit den Winkel γ_1 dessen \cos

$$\cos \gamma_1 = \frac{\cos \gamma - s \cos \alpha}{\sqrt{1 - 2s \cos \alpha \cos \gamma + s^2 \cos^2 \alpha}}$$

Betrachten wir zunächst eine Ebene, die senkrecht auf die Ebene der Schiebung steht, so gilt für ihre Spur in der Ebene der Schiebung und damit überhaupt für den Neigungswinkel der Ebene das bei der Geraden Angegebene, die in der Ebene der Schiebung liegt. Ebenso hat eine beliebig liegende Ebene denselben Neigungswinkel zur Gleitebene, wie die Gerade, die in der Ebene liegt und senkrecht auf ihre Spur steht.

Es handelt sich im folgenden darum, festzustellen, was mit einer Falte geschieht, wenn sie in der erwähnten Weise einer linearen Zerschering unterworfen wird, im besonderen, ob sie vorhandene Symmetrieeigenschaften beibehält oder einbüßt.

Es ist nun nötig, für die Ausgangsfigur einige Voraussetzungen mathematischer Art zu machen. Zunächst soll jede Falte als ein (offenes) zylindrisches Gebilde mit gerader Achse aufgefaßt werden, so daß sich durch jede Falte senkrecht zu deren Streichen eine Ebene als

Normalschnitt durchlegen läßt, deren Schnittfigur eine Kurve, die Leitlinie des Zylinders, darstellt, die meistens ungefähr ein parabelähnliches Gebilde ist. Durch diese Leitlinie laufen dann senkrecht zum Normalschnitt die Erzeugenden des Zylinders parallel der Zylinderachse und damit auch parallel zum Streichen der Falte. Wie sich diese Bezeichnungen zum „Achsenkreuz der äußeren Faltenform“ verhalten, ist auf S. 328 zu ersehen.

Falten mit gekrümmter Achse sowie ineinandergeschachtelte Falten mit nichtparallelen Achsen (achsendivergente Falten) sollen zunächst hier nicht behandelt werden.

Ferner sollen die Falten eine Symmetrieebene parallel zur Faltenachse (Ebene ab) haben, da es ja hier besonders auf die Symmetrieeigenschaften ankommt. Eine Symmetrieebene senkrecht zur Faltenachse (Ebene ac) haben sie ja als zylindrische Gebilde schon von vornherein. Diese letztere bleibt auch nach der Translation immer erhalten, da ein Zylinder durch eine Zerschierung mit linear wachsenden Verschiebungsbeträgen wieder nur in einen Zylinder übergehen kann und die gerade Zylinderachse als Gerade dabei erhalten bleibt.

Die andere Symmetrieebene parallel zur Faltenachse wird jedoch im allgemeinen, d. h. in beliebig schiefer Lage der Achse, verlorengehen. Eine Ausnahme machen jedoch diejenigen Falten, deren Leitlinie eine Kurve zweiter Ordnung, also einen Kegelschnitt, darstellt. Diese behalten, wie später gezeigt wird, ihre Symmetrie auch parallel zur Faltenachse in jedem Falle bei. Sie werden deshalb eigens behandelt und sind hier zunächst ausgenommen.

A. Es kommen also zunächst als Leitlinie nur Kurven von mindestens dritter Ordnung in Betracht mit einer Symmetrieebene parallel zur Faltenachse. In der Gleichung des Zylinders ist diese Symmetrie dadurch erkennbar, daß eine Veränderliche nur in quadratischer Form auftritt (nur mit geradem Exponenten von x , y oder z) oder die Gleichung sich durch Koordinatentransformation auf eine solche Form bringen läßt. Im allgemeinen kann man die Kurve dann darstellen durch $y = f(x^2)$ oder $y^2 = f(x)$. Im ersteren Falle liegt die Symmetrieebene parallel zur XZ -Ebene, im zweiten parallel zur YZ -Ebene.

Um die Fälle festzustellen, in denen diese Symmetrieebene auch bei diesen Falten erhalten bleibt, werden die einzelnen Lagemöglichkeiten der Falte gegenüber der Gleitebenenschar durchgegangen.

A. I. Die Faltenachse steht senkrecht zur Gleitrichtung ($\parallel Y$).

1. Die Symmetrieebene liegt parallel zur Gleitrichtung ($\parallel X$).

Die Gleitebene liegt parallel zum Normalschnitt, und man kann daher hier einfach die Translation eines Normalschnittes betrachten, also der Kurve

$$z^2 = f(x).$$

Sie geht durch Translation über in

$$z_1^2 = f(x_1 - sz_1).$$

Hier tritt z_1 nicht mehr nur als quadratisches Glied auf, auch läßt sich die Gleichung nicht mehr durch bloße Koordinatentransformation

in eine solche mit nur quadratischen z -Gliedern überführen. Die neue Kurve und damit auch die zerschnittene Falte sind also asymmetrisch. Dies ist auch aus der Fig. 2, die die Kurve $y = \frac{1}{4}x^2$ darstellt, deutlich zu ersehen.

Dasselbe Ergebnis erhält man auch, wenn

2. die Symmetrieebene senkrecht zur Gleitrichtung ($\parallel Z$) oder

3. " " " beliebig ($\parallel XZ$ -Ebene)

liegt.

In jedem Falle geht die Symmetrieebene verloren. Es verlieren also symmetrische Falten, wenn sie so zerschnitt werden, daß ihre Faltenachse in einer Gleitebene und senkrecht zur Gleitrichtung liegt, bei der Zerschneidung nach linearen Gesetzen, ihre Symmetrieebene parallel zur Faltenachse.

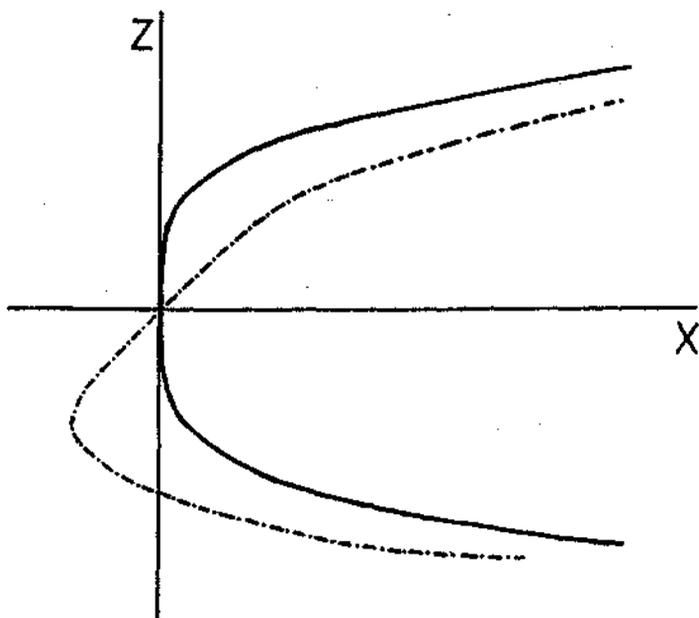


Fig. 2.

II. Die Faltenachse ist parallel zur Gleitrichtung ($\parallel X$).

Liegt die Faltenachse in der Gleitrichtung, so schneiden die Gleitflächen die Falte in untereinander parallelen Geraden, die nur in sich selbst verschoben werden. In der äußeren Form der Falte tritt hierbei gar keine Änderung ein, wohl tritt aber eine innere Verzerrung ein, indem Punkte, die früher einen Normalabschnitt gebildet haben, jetzt auf einem schief liegenden Schnitt liegen. Die Symmetrie bleibt un geändert (Fig. 3).

III. Die Faltenachse steht senkrecht auf die Gleitebene ($\parallel Z$).

1. Die Symmetrieebene ist parallel zur Gleitrichtung ($\parallel XZ$).

Da die Falte hier symmetrisch zur XZ -Ebene liegt, muß in der Gleichung als Zeichen für die Symmetrie die y -Veränderliche mit geradem Exponenten vorhanden sein:

$$y^2 = f(x).$$

Durch Translation erhält man

$$y_1^2 = f(x_1 - sz_1).$$

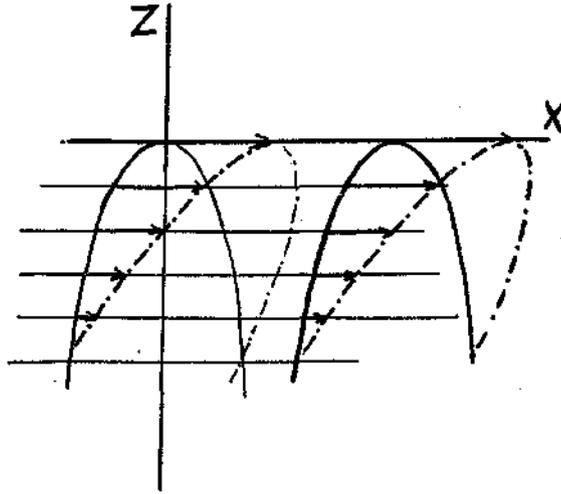


Fig. 3.

Die y -Veränderliche bleibt weiter mit nur geradem Exponenten, und die Symmetrie bleibt daher erhalten. Die Falte wird nur schiefgestellt und ihre Breite, gemessen am Normalschnitt, verändert (Fig. 4).

Um zu bestimmen, in welcher Art die Breite der Falte verändert wird, ist es nötig, den Normalschnitt zu berechnen. Dies geschieht am

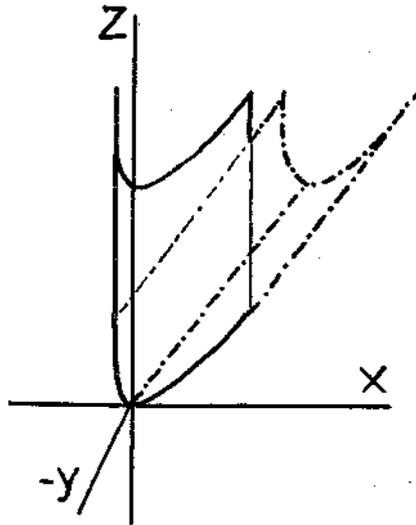


Fig. 4.

besten durch Drehung des Achsensystems um Y , so daß die neue Z -Achse in die neue Faltenachse fällt und der Normalschnitt dann in der $X'Y$ -Ebene liegt.

$$y_1^2 = f(x_1 \cdot \sqrt{1 + s^2})$$

Daraus ersieht man, daß an Stelle von x_1 die Veränderliche $x_1 \sqrt{1 + s^2}$ getreten ist, was also einer Verbreiterung der Falte in der Richtung der Y -Achse entspricht, da $\sqrt{1 + s^2}$ immer größer als 1 ist.

2. Die Symmetrieebene steht senkrecht zur Gleitrichtung. Hier ist die Symmetrieebene die YZ -Ebene, die quadratische Veränderliche daher das x :

$$y = f(x^2).$$

Die Gleichung geht bei der Translation über in

$$y_1 = f(x_1 - s z_1)^2.$$

Die Falte wurde hiebei in der Richtung der Translation nach der Seite umgelegt. Eine etwa vorhandene Symmetrieebene kann daher auch nicht mehr die XZ -Ebene sein, sondern muß dazu schief liegen. Um sie in der Gleichung zum Ausdruck zu bringen, drehen wir auch das Koordinatensystem so um den Winkel der Translation α , daß die Faltenachse wieder in die neue $Y'Z'$ -Ebene fällt, indem wir x_1 und z_1 ersetzen durch

$$x_1 = \frac{x'_1 + s z'_1}{\sqrt{1 + s^2}} \quad \text{und} \quad z_1 = \frac{z'_1 - s x'_1}{\sqrt{1 + s^2}}.$$

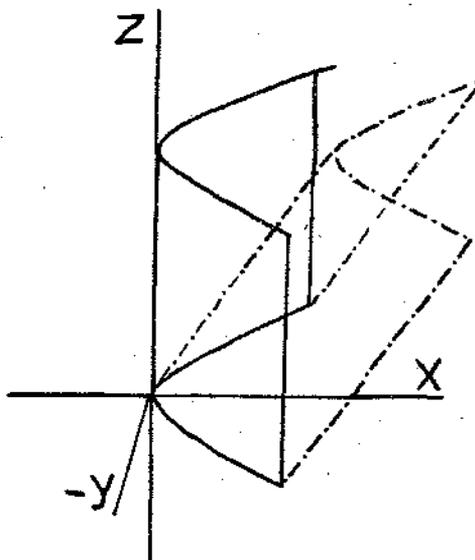


Fig. 5.

Wir erhalten dann, da die Glieder mit z wegfallen,

$$y'_1 = f[x'^2_1 (1 + s^2)],$$

also wieder eine Gleichung, in der x wieder nur in quadratischer Form auftritt. Die neue Falte ist also wieder symmetrisch, u. zw. zur translatierten $X_1 Z_1$ -Ebene.

Vergleicht man diese Gleichung mit der der ursprünglichen Falte, so sieht man, daß die Veränderliche x wieder durch $x'_1 \sqrt{1 + s^2}$ ersetzt wurde, was aber diesmal, da die Symmetrieebene nicht mehr parallel, sondern senkrecht zur X -Achse liegt, einer Verschmälerung der Falte entspricht (Fig. 5).

3. Die Symmetrieebene liegt beliebig.

Hier gilt dasselbe wie bei 1 und 2, jedoch liegen die Verhältnisse etwas komplizierter, da die Symmetrieverhältnisse nicht mehr so leicht

übersehbar sind. Die Gleichung der Falte (erhalten durch Drehung der Falte mit der Gleichung $f(x^2, y) = 0$ um dem Winkel φ , wobei $\operatorname{tg} \varphi = m$) sei

$$f\left[\left(\frac{x + my}{\sqrt{1 + m^2}}\right)^2, \left(\frac{y - mx}{\sqrt{1 + m^2}}\right)\right] = 0.$$

Sie geht durch Translation über in

$$f\left[\left(\frac{x_1 - sz_1 + my_1}{\sqrt{1 + m^2}}\right)^2, \frac{y_1 - m(x_1 - sz_1)}{\sqrt{1 + m^2}}\right] = 0.$$

Durch mehrmalige Koordinatentransformation und Auflösen nach y kann man sie schließlich auf die Form bringen

$$y_1 = f\left[\frac{1}{\sqrt{1 + s^2}}\left\{x_1\left(1 + \frac{s^2}{\sqrt{1 + m^2}}\right) + z_1\left(s + \frac{s}{\sqrt{1 + m^2}}\right)\right\}\right]^2,$$

also in eine Gleichung, die für jeden beliebigen Wert von z_1 symmetrisch in bezug auf x ist, d. h. die Fläche hat eine Symmetrieebene in der durch die Koordinatentransformation erhaltenen $Y'Z'$ -Ebene, also in ihrem Normalschnitt. Wir haben also wieder eine symmetrische Falte vor uns. Ob die Falte verbreitert oder verschmälert wird, hängt von m , also von der Lage der Falte zur Ebene der Schiebung, ab.

IV. Die Faltenachse liegt schief in der Ebene der Schiebung ($\parallel XZ$).

1. Die Symmetrieebene liegt in der Ebene der Schiebung ($\parallel XZ$).

2. „ „ „ steht senkrecht zur Ebene der Schiebung ($\perp XZ$).

3. Die Symmetrieebene liegt beliebig.

Alle diese drei Fälle lassen sich auf die Lagen, die wir unter III hatten, zurückführen. Dort wurden symmetrische Falten erhalten, die die Faltenachse schief in der Ebene der Schiebung liegen hatten, also wie hier angegeben, und die durch weitere Translation natürlich wieder symmetrische Falten ergeben, wobei sich ihre Breite weiter vergrößert, bzw. verkleinert.

V. Die Faltenachse liegt schief in einer Ebene senkrecht zur Gleitrichtung ($\parallel YZ$).

Diese Lage führt bei der Translation zu asymmetrischen Falten, da der Schnitt der Ebene der Schiebung mit der Falte Kurven gibt, die durch Translation, entsprechend I, in unsymmetrische Formen übergehen.

Dasselbe gilt auch für:

VI. die Faltenachse liegt schief in der Gleitebene ($\parallel XY$) und

VII. „ „ „ zu keiner Koordinatenebene parallel.

B. Ist der Normalschnitt der Falte eine Kurve zweiter Ordnung, also ein Kegelschnitt, so behält sie bei der Translation ihre Symmetrie in jedem Falle bei. Denn eine Kurve zweiter Ordnung geht durch Translation mit linearen Verschiebungsgesetzen wieder in eine Kurve zweiter Ordnung über, und diese haben alle Symmetrieeigenschaften: Ellipse (Kreis), Parabel, Hyperbel. Es werden nun im folgenden wieder die einzelnen Lagen behandelt u. zw. nur für Falten mit parabelförmigem Querschnitt,

da sie den gewöhnlichen Faltenformen meist am nächsten kommen und auch analytisch am leichtesten zu behandeln sind. Für Falten mit elliptischem und hyperbolischem Querschnitt, wie sie auch in der Natur häufig vertreten sind, gilt dann in entsprechender Weise dasselbe.

I. Die Faltenachse steht senkrecht zur Gleitrichtung ($\parallel Y$).

1. Die Parabelachse ist parallel zur Gleitrichtung ($\parallel X$).

Die Gleichung der Parabel lautet dann

$$z^2 = p x$$

und geht durch Translation über in

$$z_1^2 = 2p (x_1 - s z_1).$$

Diese Gleichung läßt sich leicht umgestalten in

$$(z_1 + p s)^2 = 2p \left(x_1 + \frac{p s^2}{2} \right).$$

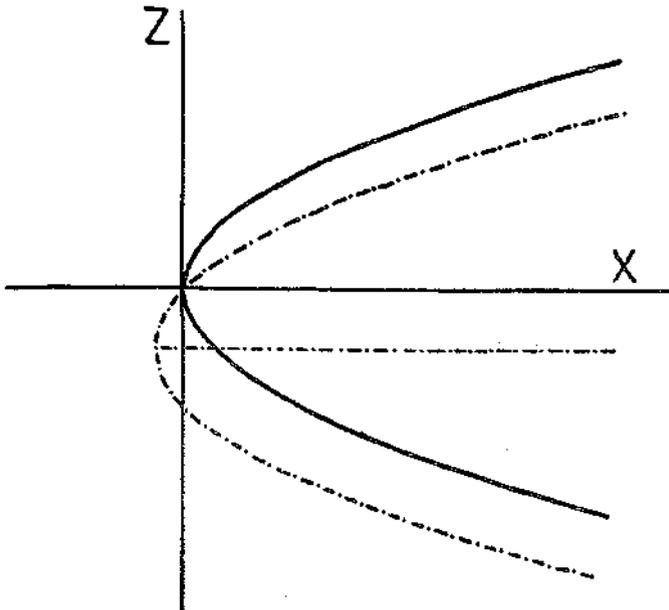


Fig. 6.

Man erkennt sofort, daß das wieder eine Parabel ist, die denselben Parameter wie früher hat. Sie ist nur parallel verschoben u. zw. die Achse um den Betrag $z_0 = -ps$ nach unten und der Scheitel um $x_0 = -\frac{p s^2}{2}$ nach links. Die Form der Falte hat sich also hiebei

nicht geändert, jedoch sind innere Verschiebungen eingetreten, indem z. B. die Punkte, die früher den Scheitel bildeten, nach der Translation nicht mehr im Scheitel liegen, sondern im oberen Schenkel (Fig. 6).

2. Die Parabelachse steht senkrecht auf die Gleitrichtung ($\parallel Z$).

Die Gleichung ist gegeben durch

$$x^2 = 2p z$$

und geht durch Translation über in

$$(x_1 - s z_1)^2 = 2p z_1.$$

Sie läßt sich durch Koordinatentransformation (Drehung um α in der Translationsrichtung) überführen in

$$\left(z_1 - \frac{ps}{\sqrt{1+s^2}}\right)^2 = \frac{2p}{\sqrt{1+s^2}} \left(x_1 + \frac{ps^2}{2\sqrt{1+s^2}}\right).$$

Diese Gleichung stellt wieder eine Parabel dar, jedoch mit verändertem Parameter $p_1 = \frac{p}{\sqrt{1+s^2}}$; setzt man die neue Bezeichnung p_1 in die Gleichung ein, so erhält man

$$(z_1 - p_1 s)^2 = 2 p_1 \left(x_1 + \frac{p_1 s^2}{2}\right).$$

Die neue Parabel ist also, wie die Gleichung anzeigt, außer der Drehung um α in der Translationsrichtung, mit ihrer Achse um $p_1 s$ nach links

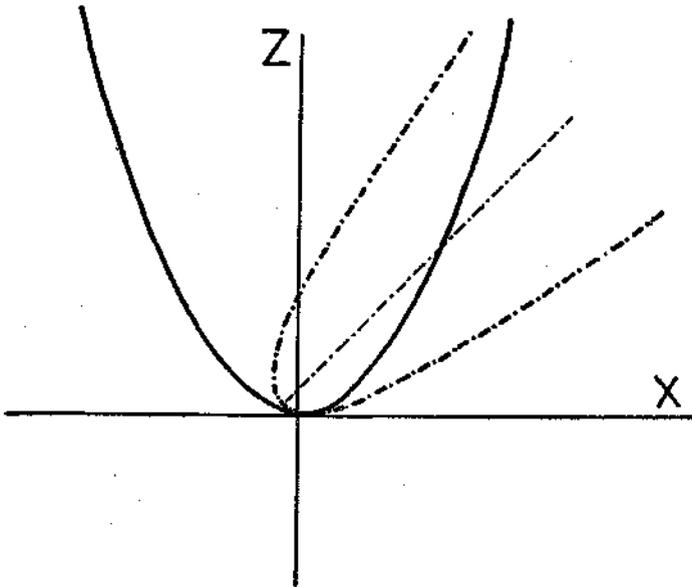


Fig. 7.

und der Scheitel um $\frac{p_1 s}{2}$ (in der Richtung der neuen Z' -Achse) nach

unten gerückt. Was den neuen Parameter $p_1 = \frac{p}{\sqrt{1+s^2}}$ betrifft, so zeigt der an, daß die Parabel, da der Ausdruck $\sqrt{1+s^2}$ für jedes s größer also 1 ist und mit wachsendem s immer größer wird, immer schmaler wird, je größer der Betrag der Translation ist (Fig. 7).

3. Die Parabelachse liegt schief in der Ebene der Schiebung ($\parallel XZ$). Dieser Fall läßt sich auf den vorigen zurückführen, bei dem wir eine schief liegende Falte erhielten. Durch weitere Translation wird sie noch weiter verschmälert und im angegebenen Sinne verschoben.

II. Die Faltenachse liegt parallel zur Gleitrichtung ($\parallel X$). In diesem Falle tritt bei der Parabel gegenüber den gewöhnlichen Falten kein

Unterschied ein. Die Falte wird ebenfalls nur in sich selbst verschoben und bleibt in der äußeren Form unverändert.

III. Die Faltenachse steht senkrecht zur Gleitebene ($\perp Z$). Es gelten hier auch wieder die Beziehungen, wie sie schon unter A abgeleitet wurden: Beibehaltung der Symmetrie unter Veränderung der Form durch Verbreiterung, bzw. Verschmälerung.

IV. Die Faltenachse liegt schief in der Ebene der Schiebung ($\parallel XZ$). Ebenfalls Rückführbarkeit auf III.

V. Die Faltenachse liegt schief in einer Ebene senkrecht zur Gleitrichtung ($\parallel YZ$).

VI. Die Faltenachse liegt schief in der Gleitebene ($\parallel XY$).

VII. Die Faltenachse liegt zu keiner Koordinatenebene parallel.

Der Schnitt der Ebene, der Schiebung mit der Falte gibt immer Parabeln, die nach I. auch nach der Schiebung Parabeln bleiben.

Es läßt sich auch ganz allgemein zeigen, daß eine Falte mit parabelförmigem Querschnitt, also ein parabolischer Zylinder durch lineare Translation nur wieder in einen parabolischen Zylinder übergehen kann. Die Gleichung für einen parabolischen Zylinder enthält als Gleichung 2. Grades nur höchstens quadratische Glieder. Durch die lineare Translation, also durch Einsetzen von $x_1 - s z_1$ für x , können die Exponenten nicht vergrößert werden, es muß sich immer wieder eine quadratische Gleichung, also eine Fläche 2. Ordnung, ergeben, und diese kann nur ein parabolischer Zylinder sein, da sie die unendlich ferne Gerade und den Mangel eines Mittelpunktes beibehält. Dasselbe gilt dann in entsprechender Weise auch für elliptische und hyperbolische Zylinder.

Eine Falte mit parabolischem, elliptischem oder hyperbolischem Querschnitt geht also bei einer linearen Translation immer wieder in eine Falte mit parabolischem, elliptischem, bzw. hyperbolischem Querschnitt über, behält also ihre Symmetrie unter allen Umständen bei.

Faßt man die Ergebnisse über die lineare Translation von symmetrischen Falten zusammen, so zeigt sich, daß wir hier vier Möglichkeiten unterscheiden können, je nach der Form des Schnittes der Ebene der Schiebung mit der Falte.

1. Die Schnitte sind Gerade parallel zur Gleitrichtung. Sie werden durch die Translation nur in sich selbst verschoben, allerdings mit verschiedenen Beträgen. Die Falte erleidet äußerlich überhaupt keine Veränderung, auch nicht in ihrer Lage im Raume, jedoch erfährt sie innere Verschiebungen.

Lage II. Faltenachse parallel zur Gleitrichtung.

2. Die Schnitte sind Gerade in schiefer Lage zur Gleitrichtung. Sie werden in der Ebene der Schiebung gedreht. Die Neigung der Faltenachse ändert sich hiebei, und die Falte behält ihre Symmetrie bei.

Lage III, IV. Die Faltenachse liegt in der Ebene der Schiebung schief zur Gleitrichtung.

3. Die Schnitte sind Kurven, die bei der Translation ihre Symmetrie beibehalten. Dies ist nur bei Falten der Fall, deren Querschnitte Kegelschnitte sind. Die Falte bleibt symmetrisch.

Kegelschnittfalten Lage I, V—VII. Die Faltenachse liegt nicht in der Ebene der Schiebung.

4. Die Schnitte sind Kurven, die bei der Translation ihre Symmetrie verlieren. Damit verliert auch die Falte die Symmetrie parallel zur Faltenachse.

A. Lage I, V—VII. Die Faltenachse liegt nicht in der Ebene der Schiebung.

Als Umkehrung kann man jetzt noch die Frage stellen, ob durch lineare Translation aus einer asymmetrischen Falte eine symmetrische werden kann. Dies kann natürlich nur im Falle 4 stattfinden, also bei Falten, deren Querschnitt kein Kegelschnitt ist, wenn die Faltenachse nicht in einer Ebene liegt, die senkrecht auf die Gleitfläche steht.

Bisher wurden immer nur Vorzeichnungen von flächenhaftem Charakter betrachtet, deren Querschnitte Linien waren. In Wirklichkeit wird es sich aber meistens mehr um körperliche Gebilde handeln, um Schichten von einer anderen Gesteinbeschaffenheit, die, in der übrigen Gesteinsmasse liegend, zu Falten gebogen sind, deren Grenzen sich im Querschnitt als Liniensysteme zeigen, und da handelt es sich darum, festzustellen, wie sich die Dicke oder Mächtigkeit einer solchen Schicht bei der Verschiebung verhält. Es wird hiebei nochmals darauf hingewiesen, daß es sich auch hier nur um die reinen Vorzeichnungen handelt, nicht aber von mechanischen Inhomogenitäten die Rede ist.

Leicht ist die Frage nach der Mächtigkeit zu beantworten, wenn es sich um die mehr oder weniger geradlinig verlaufenden Faltschenkel handelt. Es verhalten sich die Faltschenkel in bezug auf die Mächtigkeit bei der Verschiebung ebenso wie die ganze Falte. Wird die Falte verschmälert, so werden auch die Faltschenkel ausgezogen, wird die Falte verbreitert, so nimmt auch die Mächtigkeit der Schenkel zu, u. zw. in demselben Maße wie der Durchmesser der Falte. Das gilt auch, wenn die Schenkel zur Symmetrieebene geneigt sind. Nimmt also z. B. die Breite einer Falte (deren Durchmesser, gemessen an einer beliebigen Stelle) um die Hälfte zu, so muß auch die Mächtigkeit des Faltschenkels auf das Anderthalbfache wachsen.

Sobald man aber die Faltenbogen betrachtet, wird die Beantwortung der Frage schwieriger. Zunächst bedarf für unsere Zwecke der Begriff der Mächtigkeit einer genaueren Definition, die ihn genügend eindeutig macht. Gewöhnlich wird unter Mächtigkeit die Entfernung zwischen den beiden Begrenzungsflächen der Schicht verstanden, gemessen senkrecht auf diese. Das läßt sich bei gebogenen Schichten aber nur durchführen, wenn die Bogen konzentrisch sind, denn nur dann kann die Verbindungslinie auf beiden Bogen senkrecht stehen. Das ist aber bei den meisten Falten nicht der Fall. Es lassen sich hier drei Fälle unterscheiden.

1. Die Bogen verlaufen konzentrisch. (Fig. 8 a). Einander gegenüberliegende Bogenstücke haben denselben Krümmungsmittelpunkt, aber verschiedenen großen Krümmungsradius, daher auch verschiedene Krümmung. Entstehung solcher Gebilde ist möglich durch Biegung (Biegefalten) oder als Anwachsstruktur (Sinterbildung), wobei die Wachstumsrichtung auf die Strukturflächen senkrecht steht, oder schließlich durch Diffusion.

2. Die Bogen verlaufen parallel (Fig. 8 b). Einander entsprechende Bogenstücke sind kongruent, haben also dieselbe Krümmung, aber verschiedenen Mittelpunkt. Ihre Entfernung voneinander ist konstant. Hier läßt sich die Mächtigkeit nicht mehr in der oben angegebenen Weise definieren, aber entweder als Verbindungslinie zwischen zwei entsprechenden Kurvenstücken, wobei aber die Richtung angegeben werden muß, auf die sich die Angabe der Mächtigkeit bezieht, z. B. Mächtigkeit in Richtung der Faltenachse a konstant bei Gleitbrettfalten, vgl. S. 366, oder man nimmt die Verbindungslinie an, die mit beiden Kurven denselben Winkel einschließt, und mißt auf ihr die Mächtigkeit. Entstehung ist möglich durch Translation an parallelen Gleitflächen oder als Anwachsstruktur, wenn die Wachstumsrichtungen einander parallel sind.

3. Der Bogenverlauf ist weder konzentrisch noch parallel (Fig. 8 c). Solche Falten können durch Zusammenwirken der zu 1. und 2. führenden Ursachen entstehen, wie Biegung und Gleitung, oder durch Biegung nichtparalleler Schichten, Massenbewegungen innerhalb der Falte, z. B.

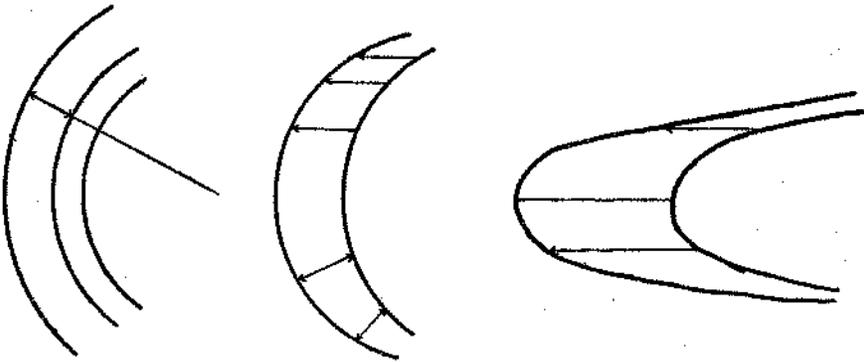


Fig. 8 a, b, c.

Stoffzufuhr in die Faltenstirn. Nicht aber lassen sie sich entweder allein durch Biegung oder nur durch Gleitung erklären, wenn vorher parallele Schichten zugrunde gelegt werden.

Besonderheiten im Faltenverlauf.

Es werden hier die Veränderungen untersucht, die einzelne Falten-
teile besonders in ihren Neigungsverhältnissen gegenüber den Gleitebenen durch die lineare Translation erfahren. Da hier nur Falten untersucht werden, deren Faltenachse senkrecht zur Gleitrichtung steht, genügt es, die durch den Schnitt mit einer Ebene der Schiebung erhaltene Kurve zu betrachten und deren Neigungsverhältnisse gegenüber der Gleitrichtung (die in der X -Achse liegt) zu untersuchen. Die Y -Achse ist dann senkrecht dazu in der Ebene der Schiebung (frühere Z -Achse).

Der Neigungswinkel mit der X -Achse ist dann mathematisch gegeben durch den Differentialquotienten $\frac{dy}{dx}$, ist dieser positiv, so steigt die Kurve

in der Translationsrichtung, umgekehrt wenn $\frac{dy}{dx}$ negativ ist.

Hat die Kurve die Gleichung $y = f(x)$, bzw. deren Umkehrung $x = \varphi(y)$, und nach der Translation

$$x = \varphi(y) + s y,$$

so heißt der Differentialquotient

$$- \frac{dx}{dy} = \frac{d\varphi(y)}{dy} + s.$$

Steigt nun die Kurve $f(x)$, ist also $\frac{dy}{dx}$ positiv, so muß auch $\frac{dx}{dy}$ positiv sein und auch die Kurve $\varphi(x)$ steigen, es ist also auch $\frac{d\varphi(y)}{dy}$ positiv. Die translatierte Kurve ist also dann steigend, wenn

$$\frac{dx}{dy} = \frac{d\varphi(y)}{dy} + s > 0.$$

Da auch s immer positiv ist, steigt daher die Kurve auch nach der Translation, jedoch wird, da durch die Translation $\frac{dx}{dy}$ infolge des hin-

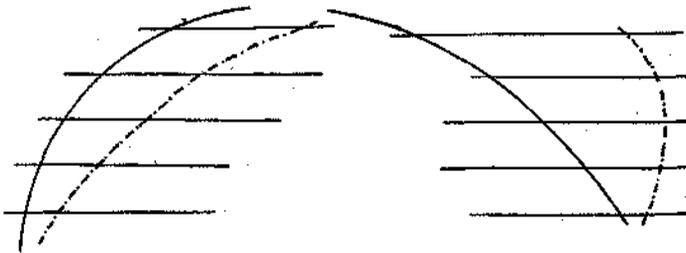


Fig. 9 a, b.

zutretenden positiven Gliedes s größer wird, $\frac{dy}{dx}$ kleiner, also das Maß der Steigung gegenüber der Gleitrichtung X geringer (Fig. 9 a).

Fällt die Kurve hingegen, ist also $\frac{df}{dx}$ und $\frac{d\varphi}{dy}$ negativ, so erhält man für die translatierte Kurve

$$\frac{dx}{dy} = s - \frac{d\varphi(y)}{dy} = - \left(\frac{d\varphi(y)}{dy} - s \right)$$

Dieser Ausdruck bleibt negativ, solange $\frac{d\varphi(y)}{dy} > s$, wobei jedoch das

Maß des Fallens stärker wird. Erreicht s den Wert $\frac{d\varphi(y)}{dy}$, so wird

$\frac{dx}{dy} = 0$, die Kurvenrichtung verläuft senkrecht zur X -Achse. Wird

schließlich $\frac{d\varphi(y)}{dy} < s$, so geht das Fallen der Kurve durch die Translation in Steigen über (Fig. 9 b).

Faßt man das nochmals kurz zusammen, so bleibt ein Ansteigen eines Faltenschenkels gegenüber der Gleitebene in der Translationsrichtung bei der Translation erhalten, wird aber verringert; während ein Fallen des Faltenschenkels nur bei genügend kleinem Neigungswinkel, erhalten bleibt, jedoch vergrößert wird. Ist die Neigung jedoch stärker, so wird der Faltenschenkel überkippt. Die Grenzlage, in der er gerade in die zur Gleitebene senkrechte Lage kommt, tritt dann ein, wenn der Neigungswinkel mit der Gleitebene gerade komplementär zum Winkel der Schiebung ist.

Hat die Kurve ein Maximum in irgendeinem Punkte, steigt also vorher mit abnehmendem Steigungsmaß und fällt nachher, so bleibt nachher derselbe Punkt Maximum, denn die Steigung vorher bleibt erhalten, nachher zunächst auch, da $\frac{dy}{dx}$ vom Betrag 0, den es im Maximum hat, an zunimmt, also zuerst sicher kleiner ist als der endliche Wert s . Erst wenn $\frac{dy}{dx}$ den Wert s erreicht hat, geht das Fallen in Steigen über

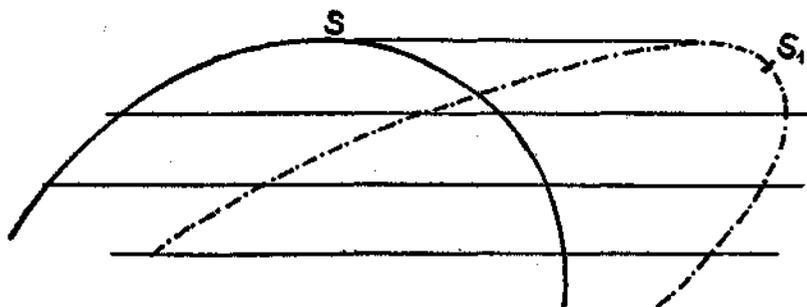


Fig. 10.

(d. h. sie hat einen positiven Neigungswinkel mit X), sie bekommt also eine Ausbauchung nach rechts in der Richtung der Translation (Fig. 10).

Für ein Minimum gilt in entsprechender Weise dasselbe.

Hat also eine Falte einen Scheitel, der nach oben oder unten gerichtet ist, so wird dieser in der Richtung der Translation verschoben, also oben nach rechts, unten nach links (siehe auch Parabel Lage I, 2).

Sind Maximum und Minimum der Kurve nach der Seite gerichtet, d. h. die Tangente an die Kurve parallel zur Y -Achse, so haben wir, wenn die konvexe Seite nach links gerichtet ist oberhalb x ein nach unten stetig zunehmendes Steigen, bis am Maximum $\frac{dx}{dy} = 0$ wird.

Nach der Translation bleibt dieser positive Neigungswinkel erhalten, doch wird er verkleinert, so daß wir auch am früheren Maximum eine positive Neigung der Kurve haben und zwar ist sie hier, da in der Gleichung

$$\frac{dx}{dy} = \frac{d\varphi(y)}{dy} + s$$

$\frac{d\varphi(y)}{dy} = 0$ wird, gleich s , also gleich dem Translationswinkel. Verfolgen

wir die Kurve weiter, so wird sie zunächst, da anfangs s größer als $\frac{d\varphi(y)}{d\varphi}$ ist, noch steigen, wenn wieder $s = \frac{d\varphi(y)}{d\varphi}$, die senkrechte Lage einnehmen und dann fallen. Das Umgekehrte gilt, wenn die konvexe Seite nach rechts gerichtet ist (Fig. 11).

Es wird also bei einer Falte, deren Scheitel in der Translationsrichtung oder entgegengesetzt liegt, dieser im ersten Falle nach aufwärts, im zweiten Falle nach abwärts gerückt, und zwar um so stärker, je schwächer die Krümmung der Falte am Scheitel ist. Da nun die Falte in dieser Lage durch die Translation immer mehr verschmälert wird (siehe Parabel II, 1), also die Krümmung am Scheitel erhöht wird, so muß sich auch die Verrückung des Scheitels immer langsamer mit fortschreitender Translation gestalten. Eine Grenze ist dem Vorrücken

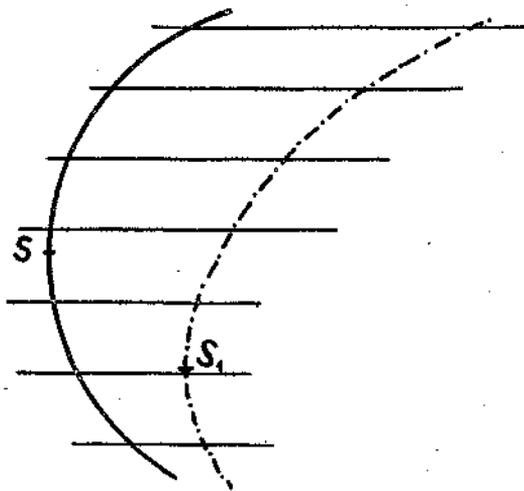


Fig. 11.

des Scheitels dann gesetzt, wenn die Kurventangente an einer Stelle parallel zur X -Achse verläuft oder die Richtung der Krümmung ändert.

Im letzteren Falle haben wir einen Wendepunkt vor uns. Dieser ist mathematisch gegeben durch das Verschwinden des zweiten Differentialquotienten:

$$\begin{aligned} x &= \varphi(y) + sy, \\ \frac{dx}{dy} &= \frac{d\varphi(y)}{dy} + s, \\ \frac{d^2x}{dy^2} &= \frac{d^2\varphi(y)}{dy^2}. \end{aligned}$$

Die zweite Ableitung der Gleichung der translatierten Kurve ist also gleich der zweiten Ableitung der ursprünglichen Kurve, ein Wendepunkt bleibt also bei der linearen Translation erhalten.

Ein Mittelschenkel ist nun stets mit einem Wendepunkt verbunden, daher kann also ein Mittelschenkel durch lineare Translation nicht verschwinden und umgekehrt nicht entstehen. Es kann daher eine S -Falte nie durch lineare Translation in eine gewöhnliche einfache Falte übergehen.

Untersuchungsmethoden.

I. Untersuchung im schief auffallenden Licht.

Man poliert das ausschließlich oder teilweise aus lichtdurchlässigen Mineralien bestehende Gestein möglichst vollkommen, wobei man sich am besten an den praktischen Unterricht durch einen erfahrenen Steinschleifer hält. Wir haben Herrn Linser dafür zu danken. Es ist aber auch mit den Erfahrungen der Steinindustrie nicht möglich, alle petrographisch interessierenden Gesteine zu polieren. In solchen Fällen ist es von besonderem Wert, daß wir die Zerstreung des Lichtes an der Oberfläche außerdem durch Bedeckung mit einer dem Index möglichst nahestehenden Flüssigkeit, z. B. Glycerin, Monobromnaphthalin usw., verringern. Auf den so vorbereiteten Anschliff kommt ein über der Deckflüssigkeit verschiebbares Deckglas. In dieses sind die der betreffenden Fragestellung dienlichen Koordinaten eingeritzt. Solche sind z. B. ein quadratisches Netz, welches an jeder Stelle die Bezugsrichtungen für die Übersicht sichtbar macht; ein 60° -Netz; oder Polarkoordinaten nach Art der Schleicherschen Papiere, mit welchen man Richtungen, Winkel, Krümmungsradien an jeder Stelle des Anschliffes rasch bestimmen kann.

Das Beleuchtungslicht wird durch eine Linse zu größter Intensität gesammelt, durch einen Kühler gekühlt und zum entscheidenden Unterschiede vom Opakilluminator nicht senkrecht, sondern schief auf das vorbereitete Präparat gerichtet, wobei die mögliche Vergrößerung ihre leicht zu ermittelnden Grenzen hat. Die Beobachtung erfolgt stereoskopisch, in meinem Fall durch einen Stereoskop-Okularaufsatz von Reichert; nachdem man vorher noch die Okulardistanz, bei welcher keine Täuschung in der Tiefenwirkung durch Farben stattfindet, durch ein Hilfspräparat aus einer Lumière-Platte ermittelt hat.

Was wir mit dem Opakilluminator sehen, ist die Oberfläche mit ihren kennzeichnenden Reaktionen auf Schleifung und Ätzung. Dagegen sehen wir mit der vorgeschlagenen Methode, wenn sie gut ausgeführt ist, nichts von der Oberfläche oder nur einen Hauch, der uns nicht hindert, in die Tiefe der durchleuchteten Körner zu sehen. Wir sehen tief in das durch das höchst einfache und naheliegende Verfahren aufgehellte Gestein, das übrigens häufig, so betrachtet, einen gänzlich neuen, schönen und lehrreichen Anblick bietet.

Die besonderen Vorteile dieser Betrachtungsart liegen einmal darin, daß man die leicht herstellbaren großen Anschliffe immerhin in bezug auf das Gefüge schon so genau kennenlernt, daß beispielsweise in den Fällen Fig. 12 und Fig. 17 die Einstellung der Gleitlamellen schon erkannt werden konnte. Unersetzlich durch die Schliffuntersuchung ist die Methode der Aufhellung durch intergranulare und intragranulare Reflexion aber, wo es sich um räumliche Verhältnisse in den Körnern (z. B. um die Fadenporen, siehe Sachregister) oder zwischen den Körnern (Gestalt der Intergranulare) handelt.

Nachdem petrographische Studien im intergranularen reflektierten Licht die von Tammann für Metalle angenommene Porenbildung bei Deformation

mit Translation als eine ganz allgemeine Eigenschaft der Kalzitkörner vorkristallin, nachkristallin oder parakristallin deformierter Tektonite erwiesen hatten, lag das Experiment nahe. Übrigens wies schon Rinne 1903 im N. J. (S. 165) auf die Undurchsichtigkeit, geringe Festigkeit und auf geringeres spezifisches Gewicht der Druckpräparate hin und stellte fest: „Alles dies deutet auf feinste Poren in den Präparaten hin.“ Ich vollzog das Experiment durch Deformation von klaren Kalzitkristallen unter alkoholischer Anilinblaulösung und unter Quecksilber. Ersteres ist vorzuziehen wegen des geringen Kapillarwiderstandes und der Unmöglichkeit, injizierte Poren mit Reflexen zu verwechseln, was bei Quecksilber möglich ist. Letzteres würde eine besonders bequeme Vorschreibung des hydrostatischen Druckes durch eine Quecksilbersäule über der Deformationskammer und damit das Studium des Einflusses dieser Variablen auf den Deformationsmechanismus gestatten.

Die Anilinlösung machte die linearen Porenscharen schön sichtbar, und zugleich liegt damit die schönste und kontrollierbarste Darstellung blockierender Gleitflächen nach Ludwik vor. Am Kalzit treten beim gewöhnlichen Schulexperimente, Pressung \perp auf $-\frac{R}{2}$ (unter Farbstofflösung) entweder überhaupt nur linear-stufige, also deutlich blockierte Gleitflächen mit Linearporen auf oder wenigstens weitaus in der Überzahl. Flächenhafte Poren gelangten höchst selten, lineare in jedem Präparat zur Beobachtung. Ferner ist die Verbiegung von Gleitflächen gut zu zeigen.

Auch bei anderen Mineralien ergab die Methode ähnliche Verhältnisse, so daß eine (noch unabgeschlossene) Untersuchung des Deformationsmechanismus von Gesteinsbildnern mit freilich unzulänglichen Mitteln, was Druck und Temperaturvariation anlangt, eingeleitet wurde.

II. Ältere Methoden, geregelte Gefüge durch Auslöschung, Addition der Interferenzfarben und Überisotropie der Gefügeschnitte nachzuweisen.

Diese Methoden sind zur raschen Orientierung über die Verbreitung geregelter Gesteine und zur Aufsuchung neuer Regelungen noch immer brauchbar. So hat sich mir z. B. die weite Verbreitung geregelter Marmore und damit der Wert genauerer Untersuchungen für die Geologie zunächst aus den Schlifften ergeben, welche schon durch annähernd gleichzeitige Auslöschung der Körner die Regelung erkennen ließen. Für die Gefügeanalyse kommen diese Untersuchungen in einer Schlißfläche ohne Drehung nicht in Betracht, wie ich in der ersten Folge gezeigt habe, da mit der betreffenden optischen Reaktion des Kornes (steigende Farben, Auslöschung) die l. c. erörterte Lagenfreiheit vereinbar ist. Welche Sicherheit man durch Verwendung mehrerer Schliße gewinnt, wurde l. c. und früher miterörtert. Jedoch sind diese Methoden der Gefügeanalyse durch den U-Tisch ebenso überholt wie die frühere Ausgestaltung dieser Methoden durch Schmidt (vgl. Schmidt, T. M. M., 1925).

Auch die Methode, durch rasche Rotation des Schliffes auf dem Rotationstisch die optischen Reaktionen der Einzelkörner zu integrieren, lasse ich derzeit angesichts der in meinem Institut von Schatz untersuchten pseudoisotropen Kornschnitte (Zeitschrift für Kristallographie, 1925) und angesichts der auch bei Schmidt erwähnten Störungen im Additionsphänomen durch Schiefstellung der U-Tisch-Segmente vorläufig noch außer Betracht.

III. Zur U-Tisch-Methode.

Die wichtigste in dieser Arbeit verwendete Methode ist die räumliche Gefügeanalyse mit dem Berek'schen Universaldrehtisch nach Fedorow, wie ihn die Firma Leitz mit dem von Schmidt vorgeschlagenen Parallelführer für den Schliff herstellt. Schon in der vorigen Folge habe ich darauf hingewiesen (181, 209), daß wir mit dem Drehtisch die sonst für die Analyse nötigen Gefügeschnitte ersetzen und die optischen Achsen auf der Lagenkugel, bzw. deren Projektion, fortlaufend verzeichnen können, wonach vom U-Tisch in Verbindung mit röntgenoptischen Methoden überhaupt erst das eigentliche Verständnis für die Verbreitung und Bedeutung der verschiedenen Gefügetypen zu erwarten ist. Als das Vorteilhafteste erscheint mir heute weniger die Betrachtung des ganzen im U-Tisch verschieden einstellbaren Gefügeschnittes (wenngleich sich auch hiebei sehr schöne Einblicke ergeben, z. B. durch das später an Quarz erörterte Sichtbarwerden von zu Überindividuen zusammentretenden Körnergruppen) als vielmehr die geduldige Verzeichnung von Korn um Korn in der Projektion, wie sie Schmidt (T. M. M., 1925) zuerst ausführte. Im wesentlichen wurde Schmidts Vorgang auch in der Darstellung gefolgt, dessen allgemeine Erörterungen ich neben Berek Mikroskopische Mineralbestimmung usw., Berlin, Borntraeger, 1924, hier voraussetze, wenn ich einiges beifüge. Hiezu das flächentreue Gradnetz Fig. 30 für alle Diagramme.

Bezifferung des Gradnetzes.

Man überlegt zunächst, welche Richtung des betreffenden Minerals man verzeichnen will. Man stellt diese Richtung Korn für Korn ein, indem man den Schliff mit dem Parallelführer verschiebt.

Wir denken uns zuerst den Schliff in unsere Lagenkugel, auf der wir die interessierenden Pole verzeichnen wollen, Schliff und Lagenkugel fest miteinander verbunden, was man am besten auch durch die richtige Einzeichnung des Schliffes auf der Projektion der Lagenkugel ein für allemal zum Ausdruck bringt. Auf der Oberfläche der Lagenkugel bewegen wir uns, Meridianen und Breitenkreisen folgend, mit unserem radial gerichteten Mikroskoptubus. Wir messen unsere Wege und machen halt, sobald Tubusachse und c -Achse des Kornes zusammenfallen, und verzeichnen diesen Durchstoßungspunkt der Kornachse (nunmehr richtungsgleich der Tubusachse) auf der Lagenkugel. Die Messung der Wege und die Verzeichnung des „Polpunktes“ erfolgt in Wirklichkeit nicht auf der Lagenkugel, sondern in deren nach Bedarf winkeltreuer oder flächentreuer Projektion, z. B. nach dem

Vorgänge Schmidts mit der Annahme, daß die untere Hälfte der Lagenkugel projiziert ist, was für unsere Zwecke genügt. Bei dieser ersten Veranschaulichung wurde also das System Lagenkugel + Schliff fest, der Tubus bewegt gedacht. Im faktischen Vorgang ist der Tubus fest, der Schliff wird bewegt, die Projektion liegt fest. Der Schliff wird mit den Achsen des U-Tisches an deren Teilkreisen in Graden meßbar bewegt. Im Vergleich zu unserer Fiktion, daß Schliff + Lagenkugel fest bleibt oder auch, daß Schliff + Lagenkugel dem festen Tubus gegenüber bewegt wird, entsteht damit eine etwas geringere Übersichtlichkeit, welcher gegenüber man vor Beginn seiner Arbeiten Herr werden muß. Man gibt dem U-Tisch die Ausgangsstellung. Betätigt man nun eine Vertikalachse, so wandert der Index des Schliffes auf dem betreffenden horizontalen Teilkreis. Diesetbe Drehung nimmt man mit dem auf die Oleate über dem Gradnetz gezeichneten Schliffbild vor und erteilt dem Teilkreis des Gradnetzes dieselbe Bezifferung, welche der verwendete horizontale Tischkreis hat. Nun denkt man sich eine Ebene E schief zum Schliff und auf E ein Lot errichtet und betätigt eine Horizontalachse, z. B. A_2 . Dabei beschreitet die Schliffebene die Winkelskala zu A_2 . Man hat nun zu beachten, wo das auf E errichtete Lot mit seinem Polpunkt die (projizierte) untere Hälfte der Lagenkugel beschreitet, während sich die Schliffebene auf der Winkelskala zu A_2 bei 10° , 20° , 30° usw. befindet. Man wird finden, daß man den Weg des Lots (= Pol von Ebene E) auf dem Äquator der Projektion zentripetal mit 10° , 20° , 30° usw. zu markieren hat. Die Ebene E ist z. B. bei der Einmessung der optischen Achse Einachsiger aus der Äquatorstellung die Äquatorialebene der Skiodromenkugel, der Flächenpol dieser Ebene eben die optische Achse. Besonders häufig aber ist die Ebene E eine Zwillingslamelle oder sonst eine bekannte Spaltbarkeits- oder Translationsebene usw., deren Lot man auf der Lagenkugel verzeichnet.

Erfolgt die Einstellung dieser Ebene E mit Betätigung von A_4 und demnach die Eintragung ihres Poles auf der N-S-Richtung des Gradnetzes, so findet man in gleicher Weise die Skala für die Eintragung. Stellt man nicht eine Ebene ein und verzeichnet ihren Pol, sondern direkt das Lot, dessen Pol man verzeichnet, so ergibt sich eine andere Bezifferung der Skala nach dem Grundsatz: Auf der projizierten Skala müssen für jedes gewählte Verfahren die Zahlen genau den Ablesungen auf den betätigten Teilkreisen der Apparatur entsprechen.

Als Beispiel seien hier die Skalen für die in dieser Arbeit verwendeten Einmeßverfahren angeführt, welche für einen U-Tisch mit der in Bereks Buch vorausgesetzten Teilkreisbezifferung gelten:

1. Direkte Einmessung einer Geraden des Kristalls, z. B. der optischen Achse, erfolgte durch A_4 , die Verzeichnung des Poles nach N—S des Gradnetzes mit der Bezifferung

N—9, 8, 7 . . . 3, 2, 1, 0 (oder 36), 35, 34 . . . 28, 27—S.

2. Einmessung einer Ebene E erfolgte in verschiedenen Fällen:

a) Einmessung der Äquatorebene des Kristalls durch A_2 und Verzeichnung ihres Poles (= optische Achse) auf W—O des Gradnetzes

(Schmidts Einmessung der optischen Achse aus der Äquatorstellung) mit der Bezifferung

W—10, 20, 30 . . . 70, 80, 90, 80, 70 . . . 30, 20, 10—O

und mit Korrekturen für Kalzit = ϵ gegenüber dem Segment = ω .

b) Einmessung von Kalzitwillingslamellen durch Einstellung ihrer Spur in W—O (bei N—S schwingendem Polarisator), Betätigung von A_4 und Verzeichnung des Poles auf N—S des Gradnetzes mit der Bezifferung

N—0, 35, 34, 33 . . . 28, 27 oder 9, 8, 7 . . . 3, 2, 1, 0—S.

c) Einmessung der „Achsenebene“ von Kalzitwillingen (= Ebene, in welcher beide Achsen des Zwillinges liegen).

Man stellt die Lamellenspur im Schlitze durch A_1 nordsüdlich ein und dreht die Oleate gleichsinnig mit.

Dann stellt man die Lamellenfläche durch A_2 in die Sagittalebene des Beobachters. Damit die Lamelle genügend sichtbar ist, muß mit A_3 so gestellt werden, daß der Polarisator hierbei \perp zur Lamellenspur schwingt. (Nun kann der Lamellenpol auf einer zweiten Oleate oder mit anderer Farbe notiert werden.) Man dreht um A_4 bis zur nächsten Auslöschung beider Lamellen. Die Achsenebene ist dann genau frontal eingestellt, und ihr Pol kann notiert werden auf der Skala

N—36, 35, 34 . . . 28, 27 oder 9, 8, 7 . . . 3, 2, 1, 0—S.

Eine Korrektur dieser Skala entfällt, wenn das Segment mit dem Index ω verwendet wird, da ja ω beobachtet wird. Die Skalenbezeichnung für die Eintragung ist also dieselbe wie für Lamellen. Da jedoch bei der Betätigung von A_4 der Schlitze bereits in der Horizontalen gedreht und auch schon um A_2 geneigt vorliegt, so ist α_4 nicht auf der N-S-Geraden des Gradnetzes, sondern gleichsinnig auf einem Meridiane abzutragen, welcher vom Polpunkt der Lamelle 90° Abstand hat.

Korrigierte Skalen.

Bei Mineralien mit höherer Doppelbrechung, also z. B. gerade bei dem hier behandelten Kalzit, ist es nötig, sich bei jedem Verfahren, ob man nun die Achse direkt oder den Äquator der Skiodromenkugel oder eine Translationslamelle einstellt, jedesmal klarzumachen, ob man ω oder ϵ' , bzw. ϵ beobachtet. Denn da man seine Segmente nur entweder gleich ω oder gleich ϵ oder allenfalls, für manche Zwecke ausreichend, gleich dem mittleren Index wählen, während der Manipulation aber nicht wechseln kann, ist man unter Umständen zu Korrekturen nach dem Berekschen darauf bezüglichen Nomogramm gezwungen, welche man gleich auf dem betreffenden Maßstab der Projektion, etwa durch eine anders gefärbte Teilung gebrauchsfertig macht. Um solche Umstände zu beurteilen, ist es nötig, jeweils die Schwingungsrichtungen seiner Apparatur und die im Kristalle, letzteres etwa am besten mit Hilfe einer Skiodromenkugel, zu berücksichtigen, wie es denn überhaupt für diese Methode unerläßlich ist, über die Bewegungen des Kristalls und seiner Schwingungsrichtungen fortlaufend lückenlos im Bilde zu bleiben. Man arbeitet sich da in jedes Mineral ein. So ist z. B. bei Kalzit gerade die starke Doppelbrechung hierin sehr leitend, da man alle Kornbewegungen, mit welchen

man einen gegen ω steigenden Indexwert zu Worte bringt, an dem sich verstärkenden Relief des Kornes alsbald erkennen lernt. Bei meiner Aufstellung erfolgte die Polarisatorschwingung N—S. Bei der Bestimmung der Achse durch Einstellung der auf ihr senkrechten Äquatorebene der Skiodromenkugel in die Sagittalebene des Beobachters (Äquatorstellung Schmidts) erfolgt, solange diese Einstellung (durch Bereks A_3 -Achse) noch unvollkommen ist, Aufhellung bei Betätigung von A_4 . Bei dieser Aufhellung, deren Verschwinden das Kriterium für richtige Einstellung ist, gelangt durch den O—W schwingenden Analysator im wesentlichen O—W schwingendes Licht des Kristalls zur Beobachtung. Diesem kommt der Index nahe ϵ zu. Es wurden also auf der O—W orientierten Äquatorachse der Projektion für alle Winkelwerte die Korrekturen für die Indexabweichung zwischen Segment ($= \omega = 1.6585$) und ϵ ($= 1.4869$) eingetragen und bei Messungen in Äquatorstellung benutzt.

Durch Doppelmessungen an den zahlreichen Körnern, welche sowohl aus der „Achsenstellung“ als aus der „Äquatorstellung“ die Achsenlage bestimmen lassen, ergab sich in einem Falle, daß durch die erwähnte Korrektur die mittlere Abweichung beider Bestimmungen voneinander von 9.7° auf 5.3° herunterging.

Es ist hier hervorzuheben, daß es die durch das Nomogramm Bereks nur zum Teil ausschaltbare, weitaus bedenklichste Fehlerquelle des U-Tisches ist, welche durch den Indexunterschied zwischen Segment und dem im beobachteten Index so oft wechselnden Mineral zustande kommt; daß aber diese Fehlerquelle dem meines Erachtens eigentlichsten Berufe des U-Tisches zur Gefügeanalyse weit weniger schaden kann als den Untersuchungen am Einzelkorn, da ja die Fehler bei der Gefügeanalyse eine kleine Streuung der Besetzung verursachen, nicht aber die interessierenden Beziehungen verdecken. Gerade die vorliegenden Untersuchungen von Gefügen aus Kalzit, einem schon wegen seiner hohen Doppelbrechung, wegen seiner mechanischen Empfindlichkeit und wegen der Schwierigkeit seiner Orientierung aus der Äquatorstellung unbequemen Mineral, erweisen das. In der Äquatorstellung gestattet der Kalzit beträchtliche Drehungen um A_2 , ohne bei Betätigung von der die Einstellung kontrollierenden A_4 aufzuhellen, so daß man eine Mittelung der beiden noch dunkelbleibenden Extremlagen anstreben muß.

Verzeichnet man Lamellen des Kalzits, so hat man deren Aufsuchung um keine zu übersehen, im quer zur Lamellenspur schwingenden Licht vorzunehmen, da sonst in beiden Teilindividuen des Kalzitzwillings derselbe Indexwert ω zu Worte kommt und die Lamellen dadurch unsichtbar werden können.

Jedoch sind derartige und weitere Details der Untersuchungspraxis nur im Praktikum genügend anschaulich mitzuteilen.

Flächenpol(oder Lamellen)diagramme.

Im allgemeinen wird es wichtiger sein, irgendwelche Gitterebenen des Kristalls einzumessen, als optische Daten. Die Gitterebenen interessieren für alle absehbaren Fragen, welche der U-Tisch bezüglich aktiver und passiver Regelungen sowie bezüglich des Einzelkorns zu lösen hat,

viel direkter als seine optischen Daten. Namentlich zum Festigkeitsverhalten des Kristalls stehen letztere in loser Beziehung, wie dies in der letzten Folge dieser Studien erörtert wurde, und ganz besonders gilt dies von Zweiachsigen. Da überdies die optische Orientierung der Zweiachsigen derzeit weit zeitraubender ist als die Einmessung von Kristallflächen (z. B. der Prismen bei Hornblenden oder der Glimmerendfläche usw.), ist es ein sehr glücklicher Umstand, daß letztere so gute Einblicke gibt und bei geschickter fallweiser Anpassung eine Orientierung des Kristalles in bezug auf alles, was uns für den jeweiligen Fall am Kristall eben interessiert. Wie in dieser Arbeit gezeigt wird (vgl. Fig. 24, 25, 26), ist es bisweilen sehr vorteilhaft, beide Einmessungen (optische Achsen und Lamellen) vorzunehmen; sie führen unter anderem weiter als eine allein und sie kontrollieren einander. Am Beispiel des Kalzits kann man sich einiges Methodische klarmachen.

Man kann zunächst alle Zwillingslamellen einmessen, deren man habhaft wird, wenigstens eine, aber auch zwei bis drei pro Korn. Das ergibt nicht nur einen Einblick in den Translationsmechanismus des Gesteins, sondern auch einen Einblick in die Kornlage. Das Diagramm sagt uns:

1. Bei der letzten Deformation des Gesteins wurden nur Translationslamellen benutzt, deren Pole in das Maximum fallen; also Lamellen, welche beispielsweise von s maximal nur um den Winkel α abweichen.

2. Es gibt im Gestein nur Körner, welche mindestens eine Fläche $-\frac{R}{2}$ ungefähr in s eingeregelt haben, wobei $\sphericalangle \alpha$ dieses „ungefähr“ definiert. Es gibt also im Gestein kein Korn, dessen c -Achse mehr als um den Winkel $c | -\frac{R}{2}$ ($= 26^\circ$) aus dem Maximum der Lamellenpole abweicht.

Oder man kann von vornherein s als Bezugsfläche ins Auge fassen und von jedem Korn nur eine Lamelle, und zwar die mit dem kleinsten Winkel von s abweichende, einmessen. Dann sagt das Diagramm:

In jedem Korn hat eine Gleitlamelle funktioniert, welche höchstens um den $\sphericalangle \varphi$ von s abweicht. Jedes Korn hat eine Fläche $-\frac{R}{2}$ mit wenigstens der Genauigkeit $\sphericalangle \varphi$ in s eingestellt; wonach ebenfalls wieder die c -Achse nur um 26° vom Lamellenpol entfernt liegen kann.

Wir betrachten nun zwei Fälle:

1. Halte ich den Pol einer von den drei Flächen $-\frac{R}{2}$ fest, so halte ich damit eine Gleitfläche des Kalzits fest und lasse seine Achse auf einem Kreise 26° um den festgehaltenen Flächenpol unbestimmt.

2. Halte ich die c -Achse eines Kornes fest, so bleiben alle seine drei Flächenpole der Form $-\frac{R}{2}$ auf einem Kreise von 26° rings um die c -Achse unbestimmt.

Ich erfahre also im zweiten Falle von keiner Fläche des Kalzits außer von der für den Mechanismus der Korndeformation uninteressanten (0001) ihre Lage; im ersten Falle aber erfahre ich die Lage einer der

für den Mechanismus der Korndeformation entscheidenden, untereinander gleichwertigen Flächen $\{10\bar{1}2\}$.

Man ist also durch den ersten Vorgang beim Studium eines mechanisch deformierten Kalzitgefüges durch für das Festigkeitsverhalten und damit für die passive Gefügeregelung direkt interessierende Daten unterrichtet und also besser bedient. Die Frage nach der passiven Regelung eines Kalzitgefüges lautet eben zunächst geradezu: Wie liegen die mechanisch entscheidenden

$-\frac{R}{2}$ -Flächen der Körner? Nicht aber: Wie liegen die c -Achsen? Erst die Ebene, in welcher beiderlei c -Achsen eines lamellierten Kornes liegen, ist wieder von Interesse, da ihr Schnitt mit $-\frac{R}{2}$ ja die Schiebungsrichtung darstellt.

Ähnliche Überlegungen sollen der U-Tisch-Analyse von Gefügen aus Mineralen mit bekanntem Deformationsmechanismus jeweils vorausgehen.

Zwillinge.

Noch eine andere Überlegung von allgemeinerem Interesse läßt sich besonders gut an Kalzit anschließen. Wir finden die Körner verzwilligt, und nun fragt es sich, welchen Einfluß die Tatsache der Zwillingsbildung auf das Diagramm hat, etwa je nach dem wir an jedem Korn beide Teilindividuen oder nur eines einmessen.

Wenn man von jedem verzwilligten Korn immer nur irgendein einziges Teilindividuum (mit seiner Achse) einmißt, so hat die Tatsache der Verzwilligung keinen Einfluß auf die Besetzung der Lagenkugel, und es bleibt ohne Einfluß auf die Besetzung der Lagenkugel, welches Teilindividuum man wählt.

Man wird (bei Kalzit) meist automatisch das ursprüngliche Individuum als das besser erhaltene zur Achseneinmessung wählen; es kommen jedoch noch Fälle vor, in welchen es unsicher ist, ob man die Achse einer sekundären Lamelle eines Kornes einmißt. Da ist es wichtig, daß jeder von einem Punkte innerhalb eines Achsenmaximums 127° , bzw. 52° entfernte Achsenpol als ein derartiger sekundärer Pol aufgefaßt werden kann, d. h. bei einer beträchtlicheren Größe des Maximums überhaupt jeder außerhalb des Maximums liegende Achsenpol. Es könnte ferner das eine Maximum, wenn sein Schwerpunkt um 127° , bzw. 52° von dem des anderen absteht, als reelles sekundäres Maximum von Zwillingslamellen zunächst aufgefaßt werden. Dies wird dadurch ausgeschlossen, daß von jedem lamellierten Korn nur 1 Teilindividuum vermessen und dies auf dem Diagramm angemerkt wird.

Durch sorgfältige Messungen der Achsen für beide Individuen lamellierter Körner ist es möglich, zu sehen, ob die „Achsenebene“, in welcher beide Achsen des lamellierten Kornes liegen, für die Körner eines Gefüges zusammenfallen. Da in dieser Achsenebene die Gleitrichtung für das Einzelkorn und im Falle des Zusammenfallens abnormal vieler Achsenebenen auch für das Gefüge liegt, ist auf diese Weise nicht nur die Scherfläche des Gesteins, sondern dessen Translationsrichtung nachweisbar, sogar wenn sich mehrere Translationsrichtungen in derselben Scher-

flächenschar ablösen. Stellt man z.B. wie in Fig. 24, 25, 26 die s -Fläche eines Kalzitgefüges in den Äquator des Diagramms, so besetzen im Falle der Regel $-\frac{R}{2}=s$ die Achsenpole der Körner zwei Außenzonen um den

Nord- und Südpol. Haben diese Zonen wieder ein meridionales Maximum, so weist dieses auf eine Bewegungsrichtung in den Schnittgeraden zwischen letzterem und s . Ein solches Diagramm eines Gefüges kann sich (vgl. Fig. 24, 25, 26) mehr und mehr der Darstellung eines einzigen Kalzit-zwillings nähern, zu welchem sich eben die Gefügekörner mehr oder weniger vollkommen überlagernd zusammensetzen. Das geregelte Gestein ist eben im Hinblick auf Kalzit ein bestimmt orientierter Fastkristall, wie dies schon in Folge I dieser Studien allgemein erörtert wurde.

Teildiagramme.

Es ist von besonderer Wichtigkeit, die Art und Weise, wie sich ein Diagramm mit Polpunkten füllt, zu beachten und fortlaufend zu notieren. Im allgemeinen geschieht dies nach dem Grundsatz: Es ist leicht, ein Punktdiagramm aus beliebig vielen Teildiagrammen überlagernd zusammensetzen, aber unmöglich ist es, ein Diagramm nachträglich in Teildiagramme zu zerlegen.

1. Man wird also, sofern eine Möglichkeit besteht zu bezweifeln, ob der eingemessene Gefügebereich überhaupt homogen-anisotrop sei, entweder die Punktsignale auf seiner Oleate, etwa durch verschiedene Farbe, rasch wechseln und mit der betreffenden Farbe den Gefügebereich im skizzierten Schlibbild auf der Oleate markieren, oder man wird neue Oleaten nehmen. Und man wird zuletzt die verschiedenen Punkte, bzw. Oleaten nur insoweit zu einem Gesamtbild für den ganzen Bereich zusammensetzen dürfen, als der Typus der Regelung auf den Teildiagrammen derselbe geblieben ist. Nur durch ein derartiges Vorgehen, dessen Wiedergabe in den Textfiguren natürlich zu teuer gekommen wäre, war es in der vorliegenden Arbeit möglich, die betreffenden Falten als in bezug auf das und jenes Mineral homogen geregelte sicher nachzuweisen. Die Figuren geben summierte Diagramme über einen in der Schlibfskizze ersichtlich gemachten Gefügebereich, welcher, wie besagt, geprüft wurde (als Beispiel zweier Teildiagramme durch verschiedene Signale vgl. Fig. 14).

2. Man kann ferner in der Gliederung seiner Diagramme in Teildiagramme die Kornart einer Mineralart berücksichtigen, und man muß es, sobald man deutlich nachkristallin deformierte Körner neben rekristallisierten, also z. B. innerhalb einer einzigen Mineralart zwei zeitliche Generationen des Kornhabitus, etwa ältere lamellierte Körner und jüngere, bereits rekristallisierte, mechanisch unversehrte unterscheiden kann, wie dies Fräulein Elfriede Felkel in meinem Institut an Marmoren durchführt. Macht man diese Unterscheidung nicht, so überlagern sich genetisch verschiedene Regelungsprinzipien unter Umständen bis zur Unkenntlichkeit jeder Regelung, und jedenfalls, ohne daß man die Möglichkeit hat, den Einfluß dieser Prinzipien so klar zu erkennen wie beim Arbeiten mit Teildiagrammen.

3. Ganz gleiches gilt von Körnern derselben Mineralart, aber verschiedener Umgebung. Mechanisch z. B. bedeuten verschiedene Nachbarn zugleich verschiedene Beanspruchung (wie in Folge II bereits allgemein erörtert), also unter Umständen verschiedenen Mechanismus der Korndeformation und damit schon verschiedene passive Regelung. Den von solchen Einsichten aus zu erwartenden Erfolg hatte es z. B., wenn in dieser Arbeit Quarz in Quarz von Quarz in Kalzit durch verschiedene Diagramme getrennt wurden (vgl. Fig. 22, 23, 27, 28).

Körnerzahl; konstruktive Rotation der Diagramme.

Was die Anzahl der für ein Diagramm nötigen Körner anlangt, so wurden Zahlen bis über 600, im allgemeinen 400—600, vermessen. Sie schienen nötig im Hinblick darauf, daß sich manches unterbrochene Gürtelmaximum ungleich besetzte und erst bei höheren Zahlen überhaupt schloß. Die Erkennung von überbesetzten Großkreisen der Lagenkugel und namentlich die Bestimmung des von ihnen eingeschlossenen Winkels bedarf höherer Kornzahlen und entsprechend enger Staffelung der statistischen Ausmessung. Man füllt das Diagramm so lange bis man es — zu verstehen glaubt oder noch länger.

Die Erkennung von überbesetzten Großkreisen erfolgt, indem man das auf die Oleate gezeichnete, statistisch ausgemessene Diagramm auf dem Gradnetz mit gemeinsamem Zentrum rotiert. Dem Leser dieser Arbeit ist diese Operation und damit das selbständige Studium der Diagramme einschließlich konstruktiver Rotation derselben durch Beigabe eines auf eine Oleate abzupausenden Gradnetzes für die von Schmidt vorgeschlagene flächentreu azimutale Projektion der Lagenkugel ermöglicht und damit auch vorsätzlich anheim gestellt, eine etwas andere Lage der Gürtelmaxima anzunehmen, da hierin trotz der hohen Kornzahlen noch ein gewisses Schwanken besteht, welches auch die Winkel der Gürtelmaxima und eventuelle Schlüsse auf Zwillinglagen usf. mitbetrifft.

Die konstruktive Rotation eines Diagrammes erfolgt leicht um die Äquatorachse des Gradnetzes, indem man auf den Kleinkreisen Punkt für Punkt des zu rotierenden Diagramms (umrißweise) um den gleichen gewünschten Winkel in der gleichen gewünschten Richtung verschiebt. Überschreitet man bei einer solchen Verschiebung den Grundkreis des Gradnetzes z. B. oben rechts, so betritt man ihn wieder auf dem spiegelbildlichen Kleinkreis, z. B. in unserem Falle unten links, um den noch fehlenden Winkelbetrag abzutragen. Die räumliche Vorstellung der festgehaltenen Lagenkugel und ihrer projizierten unteren Hälfte, auf welcher Lagenkugel man seine Zeichnung um die N-S-Achse rotierend verschiebt, macht das Gesagte evident und schließt jeden Irrtum aus.

Hat man ein Diagramm (*A*) um den $\angle \varphi$ rotiert (*Ak*) und besitzt ein unabhängig davon gewonnenes Aufnahmsdiagramm (*B*) eines reellen zum ersten Schriff *A* um $\angle \varphi$ geneigten Schriffes, so kann man *Ak* mit *B* vergleichen. Decken sich beide, so ist das Gefüge im räumlichen Bereiche, den die beiden reellen Schriffe *A* und *B* erfüllen, homogen geregelt. Wo nicht, so ist eben der Schriff *B* schon aus einer Stelle des Gebildes entnommen, für welche nicht mehr dieselbe Regelung gilt wie

für A. Für beide Fälle sind Beispiele durch Fig. 36 und Fig. 37 gegeben.

Wir besitzen damit nicht nur eine Möglichkeit, unsere empirischen Diagramme zu überprüfen, sondern auch ein Mittel, die Stellen eines Gefüges mit Ersparung an Schleif- und U-Tisch-Arbeit daraufhin zu prüfen, ob sie einem homogen geregelten Bereiche angehören. So erwies sich auf diesem Wege ein enggefalteter Quarzgang im Quarzphylit als ein nicht homogen geregeltes Gebilde, sozusagen trotz der Feinkörnigkeit als ein Haufwerk von bei verschiedener Einspannung nebeneinander erfolgten „Einkristall“-deformationen von großen Gangquarzen, deren jeder in sein geregeltes Gitteraggregat überführt wurde.

Einzelkorn und Nachbarn; Überindividuen. Mittlere Lagen- divergenz der Körner.

In manchen Fällen kann man durch Bezifferung die Reihenfolge gemessener Körner angeben (so z. B. bei der Einmessung eines undulösen Quarzes mit Teilindividuen) und so Paare von Individuen, welche sich berühren, von anderen Paaren unterscheiden, was wieder in vielen Fällen, z. B. für Fragen der Rekristallisation, interessiert. Wenn man sich fragt, ob der Lagenunterschied (als Divergenz der Bezugsrichtungen) zwischen benachbarten und nichtbenachbarten Körnern eines geregelten Gefüges im Mittel abweiche, ob sich durch Messung feinere, genetisch wichtige Inhomogenitäten feststellen oder deutliche Überindividuen herausheben lassen, so muß man die Übersicht behalten, welche Pole im Diagramm zu Nachbarkörnern gehören. Man darf also nicht das Gefüge zeilenweise, sozusagen blindlings, durchmessen wie zur Aufstellung des statistischen Diagramms mit Vernachlässigung derartiger feinerer Inhomogenitäten oder „Gefügeelemente höherer Ordnung“ als das Korn (T. M. M. 1911).

Das erste Mittel zur Hervorhebung solcher aus vielen sich berührenden Körnern mit einer unterdurchschnittlichen Lagendivergenz bestehenden Überindividuen ist folgendes. Man wählt beispielsweise bei Quarz die Lichtquelle so, daß ein mit der Achse || Tubus gestelltes Korn aus dieser Lage um einen anzumerkenden Winkel, z. B. 7° , herauspendeln kann, ohne schon den Charakter eines bei Rotation dunkel bleibenden isotropen Schnittes zu verlieren. Man wird bei Benützung des Drehtisches in manchen Gefügen (vgl. Fig. 34) alsbald solche Überindividuen hervortreten sehen, welche oft viele Dutzende von Körnern enthalten und sich in einer beliebigen Lage des Gefügeschnitts durch nichts verraten, so daß auch für die Feststellung solcher Überindividuen der U-Tisch und nicht das gewöhnliche Mikroskop das richtige Instrument ist, da man eben mit dem U-Tisch aus einem Gefügeschnitt genügend viele macht und derartige Gefügemerkmale nur in einem derselben hervortreten.

Um sich zu vergewissern, daß man reelle Überindividuen optisch herausgehoben hat, nicht etwa nur durch die maximale Achsendivergenz (14° in unserem Beispiele) zufällig umgrenzte Flächen, ist es nun nötig, alle das Überindividuum berührenden Nachbarkörner der gleichen Mineralart einzumessen und deren Achsendivergenz zum Überindividuum mit

der innerhalb desselben herrschenden (maximal 14°) zu vergleichen (vgl. Fig. 35). Ist die mittlere Achsendivergenz zwischen Überindividuum und Nachbarn größer als zwischen den Körnern des Überindividuums, so ist dieses als reelles Gefügeelement nachgewiesen und durch die Differenz gekennzeichnet.

Nicht alle Überindividuen sind auf diese einfache Weise zunächst im U-Tisch sichtbar zu machen, dann einzumessen. So wurden in einem später beschriebenen Kalzitgefüge einzelne größere Körner herausgegriffen und mit ihren Nachbarn eingemessen. Ich bildete sodann alle überhaupt in der willkürlich herausgegriffenen Körnergruppe möglichen Körnerpaare, bemerkte hiezu, ob sie sich berührten oder nicht und ihre Achsendivergenz. Die mittlere Achsendivergenz der Nachbarkörner wurde so mit der mittleren Achsendivergenz der Nichtnachbarkörner vergleichbar und es ergab sich als recht kennzeichnendes Merkmal des Gefüges der geringere Wert der ersteren: Nachbarkörner zeigten geringere Achsendivergenz; wie mir dies in rekristallisierten Gefügen zu erwarten schien. In welcher Weise man noch genauer in derartige Vergleiche eingehen kann, ist im Beispiele VI (Tribulaun) nachzulesen.

Bei derartigen Untersuchungen ergab sich das Bedürfnis, an beliebiger Stelle eines Gefüges mit bekannter Regelung feststellen zu können, ob charakteristische Abweichungen von dem durch diese Regelung bedingten Mittelwerte der Lagendivergenz vorliegen. Diese Mittelwerte der Lagendivergenz zwischen den Körnern gehören geradezu zur Kennzeichnung der Regelung. Ihre Feststellung durch die betreffende Integration hat Herr Dr. Schmidegg für die Regel $-\frac{R}{2} \parallel s$ ausgeführt, wobei einmal

die Divergenz der c -Achsen, einmal die der Lote auf $-\frac{R}{2}$ betrachtet wurde.

Da Herrn Schmideggs Beitrag nicht nur die bereits nachgewiesene Regelung $-\frac{R}{2} \parallel s$ kennzeichnen hilft, sondern auch als Beispiel für die Behandlung ähnlicher Fälle dient, folgt er unten wörtlich.

Schließlich kann man weit einwandfreier mit dem U-Tisch als mit dem gewöhnlichen Mikroskop beurteilen, was ein einziges (eventuell hinter der Schlieffläche zusammenhängendes) Korn im Gefüge ist, da man wenigstens die optische Gleichrichtung benachbarter, aber durch Risse getrennter oder auch nichtbenachbarter Körner eindeutig feststellt, während man ohne U-Tisch oft auf die schon hinsichtlich der optischen Orientierung mehrdeutige gleichzeitige Auslöschung und Farbenreaktion angewiesen ist. Auch bei genau gleichzeitiger Auslöschung von Nachbarkörnern, welche dann wohl jedermann als ein Individuum zu nehmen pflegte, ergab mir der U-Tisch unselten, daß zwei Individuen unter Umständen mit beträchtlicher Lagendivergenz vorlagen. So daß man wohl sagen kann, daß ohne U-Tisch das Gefügebild nicht nur weit vieldeutiger, sondern bisweilen sogar etwas gefälscht erscheint, wofür ich ja auch schon seinerzeit (I. Folge) durch den Hinweis auf die Lagefreiheit bei gemeinsamem Steigen und Fallen der Farben ein anderes grundsätzliches Beispiel gegeben habe.

Bestimmung der mittleren Achsendivergenz und Lotdivergenz für die Regel $-\frac{R}{2} \parallel s$ bei Kalzit (O. Schmidegg).

1. Mittlere Achsendivergenz.

Kalzitkörner sind mit einer Fläche $-\frac{R}{2}$ in eine Ebene eingestellt. Es ist der mittlere Abstand zweier optischer Achsen, die mittlere Achsendivergenz zu bestimmen (δ_m). Der Winkel zwischen dem Lot auf $-\frac{R}{2}$ und der optischen Achse beträgt: $\varphi = 26^\circ 15'$.

Die optischen Achsen liegen dann auf einem Kegelmantel, dessen Achse durch das Lot auf $-\frac{R}{2}$ gebildet wird und dessen Öffnungs-

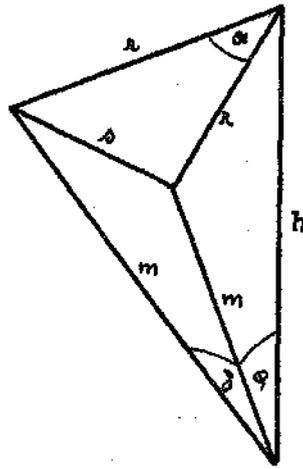


Fig. 12.

winkel 2φ ist. Die mittlere Achsendivergenz ist daher durch den Mittelwert der Winkel zweier Erzeugender gegeben. Dieser Winkel, die Achsendivergenz, sei mit δ bezeichnet und seine Projektion auf einen Kreischnitt des Kegels sei a . Es ist zunächst notwendig, eine Beziehung zwischen δ und α abzuleiten. (Fig. 12.)

Bezeichnet man mit m die Erzeugenden, mit r den Radius und mit h die Höhe des Kegels, ferner mit s eine Sehne, so erhält man folgende Beziehungen:

$$m = \frac{h}{\cos \varphi}, \quad s = 2r \sin \varphi, \quad \frac{r}{h} = \operatorname{tg} \varphi, \quad \sin \frac{\delta}{2} = \frac{s}{2m},$$

daraus ergibt sich weiter

$$\sin \frac{\delta}{2} = \frac{2r \sin \frac{\alpha}{2} \cos \varphi}{2h} = \sin \frac{\alpha}{2} \cdot \sin \varphi$$

und für den Winkel selbst gilt dann

$$\delta = 2 \operatorname{arc} \sin \left(\sin \varphi \cdot \sin \frac{\alpha}{2} \right)$$

Der Winkel δ ändert sich nun von 0° bei $\alpha = 0$ bis zu einem Maximum $\delta = 2\varphi$ bei $\alpha = 180^\circ$ und durchläuft dann von $\alpha = 180^\circ$ bis $\alpha = 360^\circ$ abnehmend wieder dieselben Werte bis $\delta = 0^\circ$ bei $\alpha = 360^\circ$.

Der mittlere Wert δ_m ist daher gegeben durch die Summe aller Werte von δ , geteilt durch ihre Anzahl, also durch das Integral von δ , genommen zwischen den Grenzen $\alpha = 0^\circ$ und $\alpha = 180^\circ$, dividiert durch den Wert von α für 180° , das ist π .

$$\delta_m = \frac{2}{\pi} \int_{\alpha=0}^{\alpha=\pi} \operatorname{arc} \sin \left(\sin \varphi \cdot \sin \frac{\alpha}{2} \right) d\alpha$$

$\sin \varphi$ ist eine Konstante und es wurde hiefür im folgenden Φ gesetzt. Um das Integral zu berechnen, wurde der $\operatorname{arc} \sin$ in eine Reihe aufgelöst:

$$\begin{aligned} \int \operatorname{arc} \sin \left(\Phi \sin \frac{\alpha}{2} \right) d\alpha &= \int \Phi \sin \frac{\alpha}{2} d\alpha + \frac{1}{2 \cdot 3} \int \Phi^3 \sin^3 \frac{\alpha}{2} d\alpha + \\ &+ \frac{1 \cdot 3}{2 \cdot 4 \cdot 5} \int \Phi^5 \sin^5 \frac{\alpha}{2} d\alpha + \dots \end{aligned}$$

Löst man die einzelnen Integrale auf, so erhält man

$$\begin{aligned} \int \operatorname{arc} \sin \left(\Phi \sin \frac{\alpha}{2} \right) d\alpha &= -2\Phi \cos \frac{\alpha}{2} + \frac{\Phi^3}{2 \cdot 3} \cdot 2 \left[-\frac{1}{3} \left(\sin^3 \frac{\alpha}{2} + 2 \right) \cos \frac{\alpha}{2} \right] + \\ &+ \frac{1 \cdot 3 \cdot \Phi^5}{2 \cdot 4 \cdot 5} \cdot 2 \left[-\left(\frac{1}{5} \sin^4 \frac{\alpha}{2} + \frac{4}{15} \sin^2 \frac{\alpha}{2} + \frac{8}{15} \cos \frac{\alpha}{2} \right) \right] + \dots \end{aligned}$$

Das bestimmte Integral, bezogen auf die Grenzen $\alpha = 0$ und $\alpha = \pi$, ist daher (die obere Grenze wird 0, da $\cos \pi = 0$):

$$\begin{aligned} \int_0^\pi \operatorname{arc} \sin \left(\Phi \sin \frac{\alpha}{2} \right) d\alpha &= 2\Phi + \frac{\Phi^3}{2 \cdot 3} \cdot 2 \cdot \left(+\frac{2}{3} \right) + \frac{1 \cdot 3 \cdot \Phi^5}{2 \cdot 4 \cdot 5} \cdot 2 \cdot \left(+\frac{8}{15} \right) + \dots \\ &= 2\Phi + \Phi^3 \cdot \frac{2}{9} + \Phi^5 \cdot \frac{2}{25} + \dots \end{aligned}$$

Wird dies in Gleichung für δ_m eingesetzt und gleichzeitig wieder Φ durch $\sin \delta$ ersetzt, so erhält man allgemein für den mittleren Winkelabstand der Erzeugenden eines geraden Kreiskegels mit dem Öffnungswinkel 2φ :

$$\delta_m = \frac{4}{\pi} \left[\sin \varphi + \frac{1}{9} \sin^3 \varphi + \frac{1}{25} \sin^5 \varphi + \dots \right]$$

Setzt man nun in diese Formel für φ den anfangs angeführten Wert für Kalzit, also $\sin \varphi = \sin 26^\circ 15' = 0.4423$ ein, so erhält man

$$\delta_m = \frac{4}{\pi} (0.4423 + 0.0096 + 0.0007 + \dots) = 0.5754$$

im Bogenmaß ausgedrückt und in Graden

$$\delta_m = 33^\circ 01'.$$

Dies ist also die mittlere Achsendivergenz, d. i. der mittlere Abstand der optischen Achsen zweier Kalzitkörner, wenn die Kalzitkörner mit einer Fläche $-\frac{R}{2}$ in eine Ebene eingestellt sind, sonst aber regellos liegen.

2. Mittlere Lotdivergenz.

Kalzitkörner sind mit einer Fläche $-\frac{R}{2}$ in eine Ebene E eingestellt.

Der Winkel zwischen je zwei Loten auf die drei Flächen $-\frac{R}{2}$ eines Kornes beträgt $\varphi = 45^\circ 3'$. Es ist der mittlere Winkel der Lote verschiedener Körner zu bestimmen: Mittlere Lotdivergenz (λ_M).

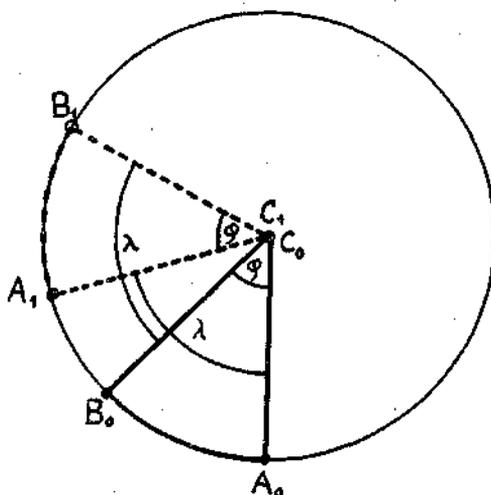


Fig. 13.

Je ein Lot jedes Kornes steht auf der Ebene E senkrecht, die übrigen zwei Lote liegen auf einem Kegelmantel, dessen halber Öffnungswinkel φ beträgt. Der Winkel zwischen zwei Loten ein und desselben Kornes ist immer φ (Fig. 13).

Zwischen den sechs Loten zweier Körner ergeben sich neun Winkel mit folgenden Werten:

$$\begin{array}{l|l|l} \sphericalangle A_0 A_1 = \lambda & \sphericalangle B_0 A_1 = \lambda \pm \varphi & \sphericalangle C_0 A_1 = \varphi \\ \sphericalangle A_0 B_1 = \lambda \pm \varphi & \sphericalangle B_0 B_1 = \lambda & \sphericalangle C_0 B_1 = \varphi \\ \sphericalangle A_0 C_1 = \varphi & \sphericalangle B_0 C_1 = \varphi & \sphericalangle C_0 C_1 = 0 \end{array}$$

Vier Winkel haben also den veränderlichen Wert λ , bzw. $\lambda \pm \varphi$, dessen mittlerer Wert λ_m sei, weitere vier den konstanten Wert φ und einer den Wert 0.

Der mittlere Wert aller Winkel ist daher:

$$\lambda_M = \frac{4\lambda_m + 4\varphi}{9} = \frac{4}{9}(\lambda_m + \varphi)$$

Die Berechnung des Mittelwertes λ_m geschieht auf dieselbe Weise wie bei der mittleren Achsendivergenz δ_m :

$$\lambda_m = \frac{2}{\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \arcsin \left(\sin \varphi \sin \frac{\alpha}{2} \right)$$

da
$$\lambda = 2 \arcsin \left(\sin \varphi \sin \frac{\alpha}{2} \right)$$

ist. Führt man wie früher das Integral aus, so erhält man:

$$\lambda_m = \frac{4}{\pi} \left[\sin \varphi + \frac{1}{9} \sin^3 \varphi + \frac{1}{25} \sin^5 \varphi + \frac{1}{49} \sin^7 \varphi + \dots \right]$$

Setzt man wieder für φ den für Kalzit gültigen Wert ein

$$\sin \varphi = \sin 45^\circ 3' = 0.7077$$

so erhält man

$$\begin{aligned} \lambda_m &= 0.9636 \text{ im Bogenmaß und} \\ \lambda_m &= 55^\circ 13' \text{ im Winkelmaß.} \end{aligned}$$

Setzt man den letzteren Wert in die oben erhaltene Formel für λ_M ein, so gibt das

$$\lambda_M = \frac{4}{9} (55^\circ 13' + 45^\circ 3') = 44^\circ 34'$$

für die mittlere Lotdivergenz, also den Mittelwert der Winkel der Lote auf die Flächen $-\frac{R}{2}$ verschiedener Kalzitkörner, die mit einer Fläche $-\frac{R}{2}$ in eine Ebene eingestellt sind, bei sonst regelloser Lage.

Allgemeine Aussichten der U-Tisch-Methode.

Hinsichtlich der Gefügeanalyse ist der U-Tisch noch mancher Verbesserungen fähig. Vor allem ist der fortwährende Wechsel zwischen Bild und Skalenablesung, welcher am meisten verzögert und die Augen anstrengt, durch schleifende Schnappfedern für die Ausgangsstellung der Teilkreise mehrfach zu umgehen. Auch ein Klemmring mit Fortsatz angebracht am Objektiv leistet den Dienst, daß man die Ausgangsstellung von A_4 ertastet, nicht abliest. Ferner ist eventuell mit Vergrößerung des ganzen Tisches ein Parallelführer mit Schraubenantrieben unbedingt anzustreben. Ferner würde eine Vorrichtung, welche einen polierten Anschliff an Stelle des unteren Segmentes zu befestigen gestattet, die Vorteile meßbarer Drehungen auch der Untersuchung im schief auffallenden Intensivlicht zugute kommen lassen.

Die durch den U-Tisch lösbaren Aufgaben sind so zahlreich, daß man ein Gebiet vor sich sieht, auf welchem sich die Arbeitenden nicht zu bedrängen brauchen, sondern ohne sich zu übler Hast zu treiben, gegenseitig fördern können, wenn eine gewisse Arbeitsteilung eingehalten wird.

Zunächst darf man mit einer derartigen, auch gegenüber niedrigen statistischen Regelungsgraden fast beliebig empfindlich zu machenden

Methode durchaus erwarten, allenthalben, wo sie bisher übersehen wurden, die in der II. Folge (S. 228) aufgezählten Kategorien der Gefügeregeln aufzufinden und immer eingehender deuten zu lernen. Es zeigt sich dem Petrotektoniker die Möglichkeit, immer genauer sowohl auf die Deformationsbedingungen der Gesteine rückzuschließen, als auch die Teilbewegung der Tektonite immer besser zu erfassen und zu summieren, wobei man umstrittene großtektonische Annahmen mehr und mehr beurteilen wird ohne sie vorauszusetzen. Es zeigt sich dem Sedimentpetrographen die Aussicht, durch das Studium und die Typisierung der Aufbereitungsregeln der Sedimente sedimentäre Fazies immer schärfer zu typisieren und immer sicherer genetisch zu deuten. Man wird voraussichtlich lernen die Aufbereitungsregelung desselben Minerals bei Sedimentation in Luft, in Wasser ja sogar in Süßwasser und Meerwasser zu unterscheiden. Dem Petrographen der Massengesteine zeigt sich die Aussicht, von der Gefügeanalyse aus die endlose (weil mit bisherigen Verfahren noch zu konturlose), Debatte darüber was von Gefügeelementen der allerersten und was späteren Erstarrungsphasen zuzuordnen sei, fruchtbar abzuschließen, worüber nach mündlicher Mitteilung bald die ersten Versuche von Fischer-München zu erwarten sind.

So ist allein schon das Gebiet der geregelten Gefüge ein unabsehbares Arbeitsfeld und es zeigt sich schon jetzt, daß es schwieriger ist, ein unregelmäßiges Gefüge zu finden als ein geregeltes, was allgemein mit der Anisotropie der Gefügekörner angesichts der uns bekannten Gesteinsgenesen folgt.

Ein weiteres Arbeitsgebiet aber, das in dieser Arbeit erst etwas berührt wurde, betrifft das Verhalten des wachsenden, deformierten, rekristallisierenden Einzelkorns als Gitteraggregat über dessen Regelung bei Deformation sowohl als beim Wachstum einiges Allgemeine in der II. Folge bemerkt wurde.¹⁾ Es war für mich überaus erfreulich zu sehen, daß mit ganz anderen Gründen operierend die Physik nunmehr den realen Kristall weit eher als Gitteraggregat denn als Einkristallgitter betrachtet, welches letzteres ich aus den in Folge II angeführten Gründen eben durch die Vorstellung des Gitteraggregates ersetzt hatte. Auch geregelte Gitteraggregate z. B. ein undulöser Quarz gestatten bisweilen eine Aufnahme ihrer Regelung mit dem U-Tisch und damit die Definition ihrer Deformations- und Wachstums-Mechanismen. Dasselbe gilt von der auch für die Frage der mechanisch-chemischen Deformation so wichtigen Untersuchung der „Parallell“-Verwachsung und der pseudomorphen Verdrängung mit zuordenbarer Orientierung des zweiten Minerals dem umgewandelten gegenüber. Auch die systematische Klärung der „homoaxen Pseudomorphose“ (besser wäre es, allgemein etwa von „nach dem Vorgänger irgendwie gerichteten“ Umwandlungsprodukten zu reden) wird dem Fedorow zu danken sein; insbesondere auch die genetische Bedeutung derartiger gerichteter Umwandlungsprodukte, z. B. von Neubildungen an Translationsflächen der Kristalle.

¹⁾ Unter anderem habe ich l. c. auch schon das Gitteraggregat als Wachstumsform an Stelle des „Einkristalls“ gesetzt, was zu Smekals freundlicher Bezugnahme vom Mosaikkristall oder „wirklichen Kristall“ der neueren Physik aus, zu ergänzen ist.

Einzelne Beispiele.

I. Tuxer Marmor der unteren Schieferhülle der Hohen Tauern nächst Hintertux.

Die Falte ist entnommen mitten aus dem Marmor des im Jb. 1921, S. 274ff, beschriebenen tektonisch gewalzten Bewegungshorizontes mit W einfallenden Faltenachsen und Stengelfalten, mit deren Richtung die *b*-Achse unserer Falte zusammenfällt.

Kalkmarmor mit etwas Glimmer im sedimentären *s*.

Falte von der in Fig. 16 gezeichneten Form, mit den Symmetrieebenen (*a c*) und (*a b*). Teilfalten mit etwas Füllung zwischen den Schenkeln, aufeinander reitend. Dimension der Teilfalten in der Richtung der Achse *a* ziemlich konstant, also hierin der Forderung für Gleitbrettfalten entsprechend.

Gefügeregelung nachkristallin, passiv, homogen in bezug auf Kalzit, teilweise homogen in bezug auf Glimmer; — $\frac{R}{2} \parallel s_2 \cdot s_2$; verläuft, teilweise gekrümmt, ungenau in der Zone der Achse *b*, sonst aber unabhängig vom Achsenkreuz *a b c* der Faltenform, namentlich ist s_2 nicht parallel (*a b*). Demnach ist diese höchstsymmetrische Faltenform nicht nur durch s_2 als Gleitbrettfalte erzeugt.

Dies ist die erste kurze Kennzeichnung der Falte, teilweise ablesbar aus den U-Tischdiagrammen Fig. 16, 17 und belegt durch dieselben, worauf ich später zurückkomme. Vorerst aber verwenden wir die Falte als ein Beispiel für den Vorgang bei der Analyse einer Falte. Diese bzw. die Vorbereitung einer erfolgreichen Analyse beginnt eigentlich schon damit, daß aus einem mir selbst felddmäßig bereits gut bekannten Gebiete nicht eine geometrisch schwierig beschreibliche Form gewählt wurde, sondern eine mit einfachen Bezugsdaten und eine zugleich für unseren derzeitigen theoretischen Fragenstand durch die bereits einleitend erörterten Umstände voraussichtlich ergiebige. Man läuft sonst Gefahr, sich ohne Erfolg mit den „Problemen einer Falte“ abzugeben, deren Komplikation ohne vorherige Durcharbeitung und Typisierung einfacher Fälle derzeit eben noch schwierig beherrschbar und keinesfalls klar darstellbar ist, wofür in der Literatur seit Toulas Versuchen Beispiele zu finden sind. Nähere Betrachtung lehrt unseren Fall als einen für den Anfang schon genügend komplizierten kennen.

Wir unterscheiden makroskopisch:

s_2 die bogenförmig zur „Falte“ gekrümmte Schichtung

s_2 als feinste auf dem Anschliff (*a c*) wie Fig. 16 zeigt, verlaufende rupturale Spuren. Auch auf den Schenkelflächen wird s_2 als feine Stufung (siehe Fig. 16) sichtbar, welche nicht genau $\parallel b$ verläuft und damit schon erkennen läßt, daß s_2 nicht genau in der Zone von *b* liegt.

s_3 ; der $(a c)$ Ebene am nächsten aber ebenfalls alle drei Achsen schneidend liegt eine Schar von kalzitverheilten Querklüften zur Faltenachse. Diese s_3 Flächen folgen, hierin gänzlich verschieden von den unmittelbar aufeinander folgenden „dichten“ s_2 Flächen, in Abständen von 1–2 cm und mehr aufeinander also sehr „undicht“. Ebenfalls im Gegensatz zu s_2 zeigen sie keine Verschiebung in s_3 .

Im allgemeinen hat man von allen derart feststellbaren Gefügeflächen festzustellen:

1. Den Verlauf in bezug auf $a b c$;
2. Primäre und eventuell sekundäre Minerale in der Gefügefläche;
3. Absolute und relative Korndimensionen (Größe und Gestalt);
4. Deformations- und Kristallisationsvorgänge in der Gefügefläche;
5. Zeitliches Verhältnis zu jeder anderen Gefügefläche;

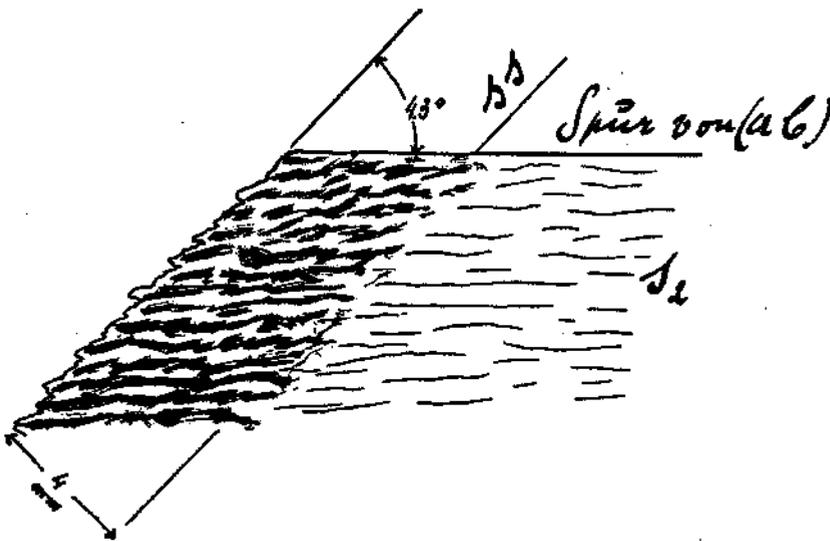


Fig. 14.

6. Rolle der Fläche als bloße Vorzeichnung oder als mechanische Unstetigkeitsfläche;

7. Mechanische Funktion: Scherfläche oder Reißfläche.

Mit der Beantwortung dieser Fragen wächst die Aussicht, eine vollkommene Synthese der Entstehung der betreffenden Deformation zu erreichen.

Für den Zweck der vorliegenden Arbeit, einige Falten zu typisieren, genügt eine kürzere Behandlung.

ss ist teils durch Glimmer also mechanisch wirksam, teils nur durch graphitische Schwärzung, also wohl bloße Zeichnung gegeben. Der Glimmer liegt teilweise noch in ss , an anderen Stellen aber bezeichnet der Glimmer zwar das ss des Faltenbogens, ist aber in s_2 eingeregelt wie Fig. 14 und Fig. 15 zeigen. Fig. 14 zeigt 4 mm als Mächtigkeit der Glimmerzeichnung eines Faltenchenkels; Fig. 15 ist ein vergrößertes Detail aus Fig. 14.

Wo also s_2 das aus Kalzit und Glimmer bestehende ss schneidet, stellt sich sehr oft die dargestellte Periodizität in der Verteilung (nicht Orientierung) der Glimmer ein, welche nicht sedimentär

angelegt sein kann, sondern ein klares Sonderbeispiel tektonischer Entmischung eines Gefüges darstellt, insofern sich nicht nur die Orientierung sondern auch die Verteilung der Glimmer im Gefüge unzweifelhaft geändert hat. Die Glimmerlagen halten durchschnittlich bisweilen mit sehr bemerkenswerter Regelmäßigkeit 0,5 mm Abstand voneinander im Kalzitgefüge. Die Glimmer sind bisweilen bei der ziemlich ungenauen (mit dem U-Tisch noch nicht analysierten) Einregelung in s_2 verbogen worden.

ss ist teilweise in eine sehr schöne Suture umgewandelt. Der Glimmer bekleidet dann als Film eine in der Aufsicht rundhöckerig warzige Oberfläche ohne weiteren Richtungssinn. Im Querschnitt ist im Kopf der Warzen fast immer Eisenfärbung zu sehen. Man gewinnt den Eindruck, daß diese Suturbildung, die der Gesteinsdeformation in keiner Weise zuordenbar und jünger als ss , als die Faltung und auch als s_3 ist, als ein den Glimmerfilm verlagernder Lösungsvorgang am Kalzit durch die Zersetzung örtlich in ss liegender kleiner Pyrite ausgelöst

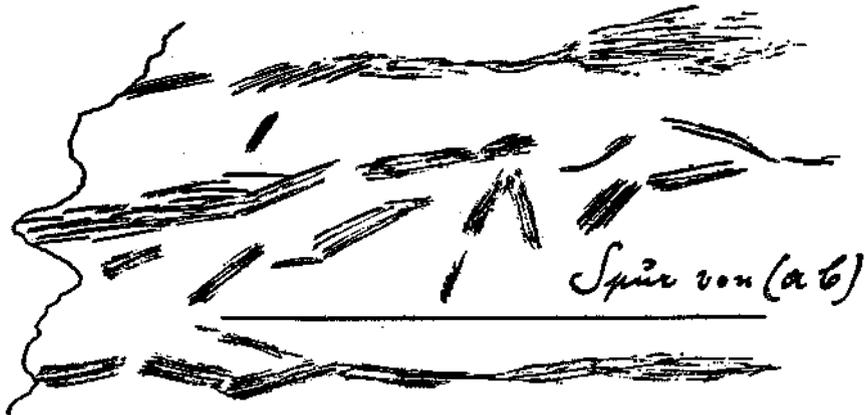


Fig. 15.

war. Jedoch kann über Suturen an größerem Material erst später gehandelt werden. Es ist von Interesse, was sich bezüglich s_2 schon im auffallenden Licht im Anschliff feststellen läßt. s_2 schneidet überall die Kalzitverteilung von s_3 ist also wenigstens teilweise jünger als s_3 und sogar als dessen Kalzitverteilung.

Die Riefung der Faltschenkel angenähert in b -Achsen-Richtung ist eine durch das Ausstreichen von s_2 auf ss erzeugte Stufung und nicht etwa Streckung korrelat zu den Reißflächen s_3 .

s_2 zeigt sich als ein für den ersten Blick zackig intergranular verlaufendes Netz kräftiger anastomosierender Rupturen mit einem mittleren Abstand von 1—2 mm. Die kräftigeren Rupturen in s_2 trennen also mehrfache Kornlagen von 10 bis 20 größeren Körnern in der Mächtigkeitsrichtung. Der Marmor erscheint von den kräftigeren Rissen in s_2 , deren Verlauf das Schema in Fig. 16 gibt, nicht in den Körnern sondern zwischen den Körnern im genannten Abstand der Scherflächen zerschert. Bei stärkeren Vergrößerungen ergibt sich, daß dieses unter Kornzerbrechung intergranular verlaufende s_2 sehr oft plötzlich gänzlich abbricht, das heißt in glasklaren, quer im Wege liegenden Körnern zunächst vollkommen unsichtbar wird. Die Entscheidung darüber, ob

in solchen Fällen an Stelle des rupturellen s_2 die Translation im genügend vollkommen eingeregeltten Kalzite tritt, oder ob etwa, was ja von vornherein immer mit zu bedenken ist, örtliche Rekristallisation s_2 örtlich vollkommen verwischt hat, ergibt sich bei stärkerer Vergrößerung ebenfalls schon im Anschliff. Es ist zu beobachten, daß die Orientierung der Kalzite die Fortsetzung von s_2 als Translationsfläche in solchen Fällen durchwegs ermöglicht ($-\frac{R}{2}$ subparallel s_2), ja daß Zwillinglamellen s_2 direkt fortsetzen. Das Abbrechen von s_2 erfolgt dann nicht in Gestalt einer Zersplitterung in Äste wie sonst in der Intergranulare sondern ganz plötzlich und die Fortsetzung von s_2 besteht dann in haarscharfen durch eingedrungene Luft sichtbaren Flächen $-\frac{R}{2}$. Daneben gibt es Fälle, in welchen sich s_2 in dem von kleinen (rekristallisierten?) Kalziten erfüllten Intergranularnetz zwischen den großen darin flottierenden wasserklaren Kalziten verästelt und verliert. Dies ist also das erste Bild eines nachkristallin zerscherten Kalzitgefüges und ein Sonderbeispiel für (in diesem Falle chemisch unwirksame) selektive Deformation eines Gefüges, in dem nur die zahlreichen besser einregelbaren Kalzite als große klare Körner erhalten blieben.

Zweige des intergranularen s_2 liegen bisweilen in (a b). Im einzelnen verläuft also s_2 nie als ungebrochene Gerade, sondern als eine durch Konturen größerer Körner diktierte unruhig gebrochene Linie entsprechend den im Maße der Korngröße aufgerauhten Flächen s_2 . Von jeder Fläche s_2 entfällt also ein Teil auf rauhe, intergranulare „Rotationsscherfläche“, ein Teil auf glatte, intragranulare „Translationsscherfläche“ innerhalb der von Anfang an oder durch Rotation eingestellten Körner. Daß es sich auch um letztere Kategorie von Körnern, also um passiv eingeregeltte handelt, deren genaue Einstellung mit den Lamellen $\parallel s_2$ schon im auffallenden Licht leicht zu beobachten ist (übrigens auch durch freihändige Rotation eines Schliffes gegen schiefes Sonnenlicht), das ergibt sich aus der großen Zahl dieser Körner. Man müßte andernfalls die unmögliche Annahme machen, daß eine durchgreifende aktive Regelung der Körner wie eine solche, derzeit nur an Sintern und Gangfüllungen überhaupt bekannt ist mit der Orientierung $-\frac{R}{2}$ subparallel s_2 vorgelegen habe. Eine ältere ganz oder ungefähr teilweise gleichsinnige passive Regelung aber kann vor dem betrachteten letzten Prägangsakte bereits vorgelegen haben. Diese Frage kann nur im Zusammenhang mit sorgfältigen, bei anderer Gelegenheit durchzuführenden Rekristallisationsstudien dargestellt werden.

Es ergab sich also schon vor Verwendung der U-Tisches im Anschliffe der eben genau angeführte qualitative Einblick in eine Form des Auftretens passiver Kalzitregelung: die Kalzite werden mit der besten Translationsfläche in Scherflächen eingestellt. Ganz wie dies den allgemeinen Erörterungen über rotierende Einstellung der Körner (I. Folge) und Schmidts Anschauungen (siehe Gesteinsdeformation) über „Einregelung“ in Scherflächen entspricht.

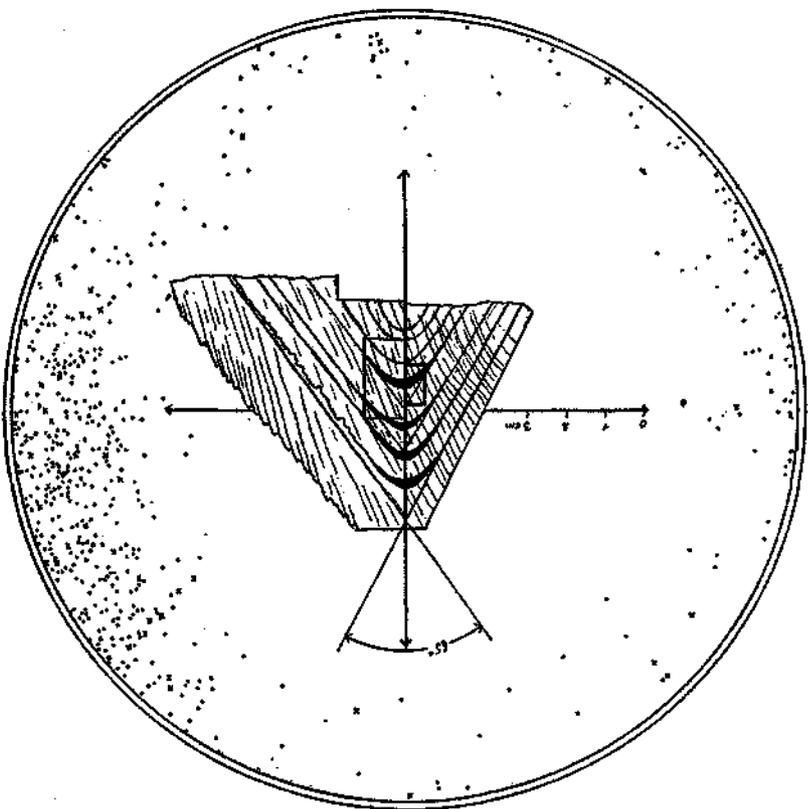


Fig. 16. 500 Pole Kalzitlamellen.
Marmor der unteren Schieferhülle, Hintertux.

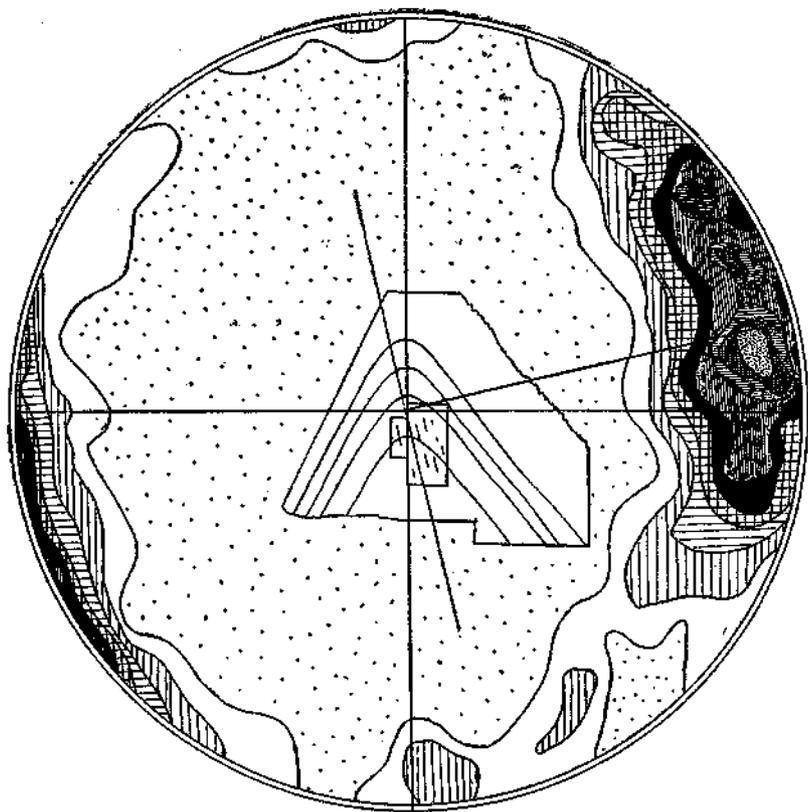


Fig. 17. 500 Pole Kalzitlamellen ausgezählt.

Dies kann auch zur Kennzeichnung der so einfachen intergranularen Beleuchtung dienen. Dagegen wird sich später zeigen, daß jede sichere Erfassung der Regelung ohne U-Tisch unmöglich wäre. Auch über die Form der größeren Körner und des Intergranularnetzes läßt sich schon in verschieden orientierten Anschliffen Folgendes festlegen.

Die Körner erscheinen:

Auf $(b\ c)$ als Linsen mit den vorwaltenden Ausmaßen

$$b = 120\ \mu \quad c = 60\ \mu$$

auf $(a\ c)$ als Linsen mit den vorwaltenden Ausmaßen

$$a = 120\ \mu \quad c = 60\ \mu$$

auf $(a\ b)$ rundlich ohne Vorzugsrichtung $a = 120\ \mu$, $b = 120\ \mu$.

Die Anordnung der Glimmer ist auf $(b\ c)$ die feinsten, im Streichen $\parallel b$ zusammenhängender Lagen; auf $(a\ c)$ die in Fig. 14 und 15 schon dargestellte.

Die weißbelegten (Rekristallisation?) feinhöckerigen Intergranularen, deren Lumen durch Luft sichtbar ist, zeigen bisweilen einen Richtungssinn, durch Stufung entsprechend der Kornlamellierung, eine Beobachtung, welche sich ebenfalls zur Feststellung der Gleitrichtung im Gesteine verwenden ließe.

Im ganzen liegt ein chemisch sehr reiner aber milchig getrübt Marmor vor. Letzterer Umstand bezeugt nach Schulung durch die entsprechenden Vergleiche allein schon das starke Vorwalten nachkristalliner Deformation.

Von Interesse ist das zuerst auch durch intergranulare Aufhellung angefundene, noch besonders aber durch Drehung im U-Tisch sich sicher gestellte Phänomen der „Fadenporen“. Die linearen geraden weißlichen Poren, welche bei der plastischen Deformation des Kalzits auftreten (s. auch „Untersuchungsmethoden“) findet man mit allen Übergängen verkrümmt und schließlich gleich wirren Fäden weißen Zwirns ohne jede Gleichinnigkeit durcheinander verworren. Die beiden erwähnten Methoden erlauben eine sichere räumliche Erfassung des Phänomens, das in Dünnschliffen eben immer entgangen sein dürfte, auch des letzterwähnten Umstandes. Die Beziehbarkeit solcher verknäuelter Porenfäden auf das derzeitige Gitter und ihre Ableitbarkeit aus Gleitungen mit stetig sich änderndem Betrag erscheint bisweilen zweifelhaft, ist jedoch in keinem Falle bisher mit absoluter Sicherheit auszuschließen, wie die Erörterungen zur Falte II zeigen. Im Experiment fehlten die verkrümmten Fadenporen, jedoch ist die Einspannung des Kornes eine weit einfachere als im Gestein und daher auch sein Deformationsmechanismus. Weiteres über Fadenporen findet sich später.

Wir betrachten nun unter Hinweis auf das bereits im allgemeinen Teil Gesagte und Fig. 16 und 17 den Hergang der Untersuchung mit dem U-Tisch.

Die Diagramme zeigen das richtig in die Lagenkugel eingestellte Anschliffbild von $(a\ c)$, in welchem der durch Teildiagramme aufgenommene Teil umgrenzt ist. Das Bild zeigt demnach die Spuren von

s_8 und s_2 . Es wurden nicht die Achsen sondern sämtliche sichtlich zur Gleitung benützte Lamellen — $\frac{R}{2}$ (500) meist, aber nicht immer Zwillinglamellen, aufgenommen. Nur eine ganz verschwindende Zahl von Körnern zeigte keine einmeßbare Lamelle, die meisten Körner nur eine einzige nahe s_2 . Die Trennung von großen und kleinen Körnern durch verschiedene Signale ergab keinen Unterschied zwischen den beiden in der Diagrammbesetzung und wurde daher für die Illustration fallen gelassen. Dagegen zeigt Fig. 16 die Homogenität der Regelung: zwischen den (Kreuz-) Signalen der Körner links von (a b) und den (Punkt-) Signalen der Körner rechts von (a b) besteht wie man sieht kein Unterschied in der Verteilung. Man erkennt ohne weiteres, daß die verzeichneten Lote der Kalzitlamellen im Maximum senkrecht auf der Spur von s_2 im untersuchten Felde stehen nicht etwa senkrecht auf (a b); sowie daß diese Flächen s_2 ($= || - \frac{R}{2}$) nicht genau senkrecht auf der Zeichenebene stehen, also nicht genau in der b -Achsenzone liegen, wie wir es an der Falte schon früher feststellten.

Wenn man in N—S Vertikalzeilen (siehe Diagramm) durchmißt, so kommt man jeweils nach einiger Zeit an den Kreuzungspunkt der scharf ausgesprochenen Regelungsfläche s_2 mit dem Bogen von s_8 . An solchen Stellen wird die Art der Besetzung sogleich beachtenswert: Es treten die über die Peripherie des Maximums verstreuten Polpunkte auf. Oder, anders gesagt, die Scherfläche s_2 stolpert über s_8 . Rein deskriptiv entspricht dem eine größere Lagefreiheit der Drucklamellen des Kalzits ungefähr in der Zone der b -Achse, genauer gesagt in der Zone der Schnittgeraden zwischen s_2 und s_8 , in welcher letzterem ebenfalls einregelnde Gleitungen erfolgen.

Man ersieht namentlich aus dem statistisch ausgemessenen Diagramm Fig. 15, daß der vorliegende Marmortektonit hinsichtlich — $\frac{R}{2}$ hochgradiger geregelt ist als mancher Glimmerschiefer hinsichtlich des Glimmers. Es liegt der Typus einer Falte vor, deren Gefüge genau nach s_2 geregelt ist, welches fast ohne Störung die Faltenbogen überprägt, aber nicht als Gleitbrett zur vorliegenden höchstsymmetrischen Falte geführt haben kann. Da aber, nach später zu erörternden Erfahrungen zu schließen, Marmore leicht umprägbar sind, so kann unsere Regelung nur als Ausdruck der allerletzten Deformationsphase genommen und weder für noch gegen die Anlage der Falte als Gleitbrettfalte (in einer vorhergehenden Deformationsphase ohne Relikte) etwas absolut Entscheidendes ausgesagt werden. Möge sie also der Leser als das nehmen, als was ich sie bringe: nämlich als ein Beispiel für die Anwendung einiger gefügeanalytischen Methoden für nachkristalline, teilweise krummflächige Umregelungscleavage und für eine verbreitete Regelung von Kalzitektonit, welchen ich aus Mangel an Apparaturen leider nicht selber röntgenoptisch in feinkörnige Kalke verfolgen kann. Wir werden weiter unten die Entstehung dieser Falte als Gleitbrettfalte wahrscheinlicher machen können, als sie vielleicht jetzt dem Leser scheint.

Noch etwas erscheint sehr wichtig. Die Flächenschar s_2 durchsetzt die Faltenform schief und z. T. bogig, ohne deren hohen Symmetriegrad aufzuheben. Das weist wie auch (noch deutlicher) spätere Erfahrungen darauf hin, daß die Beträge der Relativverschiebung in s_2 keine sehr beträchtlichen waren und daß — s_2 als Scherfläche gefaßt — geringere Beträge für die Einregelung von $-\frac{R}{2} \parallel s_2$ ausreichten.

Es wurde auch vom Schlitze ($b c$) ein Diagramm aufgenommen, welches mit dem hier abgebildeten in Einklang steht und namentlich auch die Stellung von s_2 schief im Achsenkreuz sehr gut hervortreten läßt.

Staffelung des ausgezählten Diagramms (Fig. 15) in Promille: Von tausend Polen entfallen auf 1⁰/₀ der Halbkugelfläche:

weit punktiert.	0— 5	
weiß.....	5— 10	Grenze zwischen Unterbesetzung und Überbesetzung
weit vertikal..	10— 20	
weit horizontal.	20— 30	
weit quadriert.	30— 50	
schwarz.....	50— 70	
eng vertikal...	70— 90	
eng horizontal.	90—110	
eng quadriert..	110—130	
eng punktiert..	über 130.	

II. Marmor im Innsbrucker Quarzphyllit zwischen Roßkopf und Wattenspitz, Voldertal.

Klarer Kalkmarmor, nicht wie I durch nachkristalline Deformation in milchig getrübbten Kalzitkörnerfliz umgewandelt, sondern schönes Mosaik mit meist gleichmäßiger Korngröße und glatter scharfer Intergranulare.

Einzelkörner gleichwohl weit reicher an (nicht luminösen und daher nicht lichtstreuenden) Lamellen als die Körner in I.

In feinst umgefalteten schmiegsamen Quarzphyllit eingebettet, in demselben (siehe Fig. 18) vollkommen stetig deformierte gelappte Falten und nicht mehr selbst als Falten erkennbare, gänzlich ausgeplättete Lappen bildend. Ein derartiger stärkstens ausgeplätteter Lappen (unterster in Fig. 18) diente der Gefügeanalyse mit dem U-Tisch.

Es liegt also auch ein ganz anderer Symmetriotypus der Faltenform vor als in I, nämlich eine niedriger symmetrische Falte mit der Symmetrieebene ($a c$) als einzigem Symmetrieelement.

Eine Reihe von Eigenschaften dieser Falten, so die kalzitverheilten Rupturen und anderes, ist erst in anderen Zusammenhängen von Interesse

Diese ebenfalls im tektonischen Profil wohlbekannte Form des eingefalteten Lappens stellt ein Extrem der mechanischen Formänderung dar, vielfach auch den Typus der gefalteten Falte, der in fluidale Lappen ausgewalzen (im Sinne des Tektonikers nicht gerade des technologischen vereinfachten, nach Schmidt übrigens ebenfalls schon mehrdeutigen Sonderfalles) Falte mit der Plättungsebene ($a b$). Man ersieht aus Fig. 18

sogleich, daß es nicht möglich wäre, durch den Marmor und den einbettenden Phyllonit eine Schar ebener parallele Scherflächen zu legen.

Es ist nun von Interesse, daß diese im Vergleiche zu I so andersartige und unter anderen Bedingungen deformierte ausgewalzte Marmorfalte ebenfalls eine ganz ausgezeichnete Gefügeregel $-\frac{R}{2} \parallel s$ zeigt, wobei s in die Plattungs- oder Walzungsebene (ab) fällt.

Da der Marmor in der Prägung unter höheren Drucken bekanntlich leicht fließt (es ist angesichts dieses Umstandes durchaus nicht naheliegend an Lösungsplastizität zu denken, wenn Marmor eingebettete Brocken umfließt), so ist es nicht erstaunlich, daß selbst dem in ein so schmiegsames Medium wie Phyllonit eingebetteten Marmor jedes Anzeichen von Biegetrajektorien und überhaupt einer Leitung gerichteten Druckes während der Deformation nicht überall (vgl. Fig. 18, oberstes Bild), aber in den hier untersuchten Teilen fehlt.

Intergranulare Beleuchtung des Anschliffs zeigt folgendes. In (ac) polygonales Mosaik aus lamellierten Kalziten, Intergranulare unverzahnt, vollkommen besetzt von Pyritkörnern.

Die Körner sind etwas gestreckt nach a , im Schnitte (bc) auch nach b , in (ab) ohne Vorzugsrichtung im Umriss. Randlich verläuft eine sehr scharf abgegrenzte Zone, in welcher das Kalzitkörnergefüge in der Intergranulare und in den Lamellen der Kalzitkörner von limonitischem Ocker erfüllt ist. In den unversehrten Kalziten entspricht keinerlei Vererzung der Lamellen der Ockerverteilung.

Die starke limonitische Infiltration beweist die Wegsamkeit der Lamellen der Intergranulare und der später zu erörternden Fadenporen für die Lösung. Im Kalzitgefüge liegen mechanisch unversehrte runde Quarzkörner mit denselben Pyriteinschlüssen wie der Kalzit.

In (ab) erkennt man bereits die Lamelleneinstellung in die b -Achsenzone, ferner sehr gut die Besetzung der ziemlich ebenen, flachbuckeligen (Gegensatz zu I) Intergranularen mit Pyrithäufchen.

Eine ganz reine erzfreie zeigte einen weißlichen Film ganz gleicher Art wie die Lamellen und Fadenporen, welchem bei stärkerer Vergrößerung feine höckerige Rauheit ganz ohne Richtungssinn in der Fläche entspricht, also hierin auch gut dem Kristallisationsprozeß an der Grenzfläche deformierter Gitteraggregate als einer Ausgleichsfläche für wechselndes Ungleichgewicht.

Diese Höckerchen haben 1—5 μ Basisdurchmesser.

Daneben gibt es ganz glatte Intergranularen bisweilen zwischen Kalzitkörnern und immer zwischen Kalzit und Quarz.

Selbst wenn man annimmt, daß der Kalzit ausgezeichnet plastisch deformierbar war, scheint mir die Körnerform zu wenig ohlong für die starke Auswalzung. Dieser Umstand und die Fadenporen mögen ebenso für Rekristallisation mit noch darauffolgender neuerlicher Drucklamellierung sprechen als die sehr saubere und glatte Körnerform (im Vergleiche zu I).

An den Fadenporen, welche wie in I namentlich gegen angrenzende Glimmerlagen hin entwickelt sind, lassen sich eine Reihe sicherer Beob-

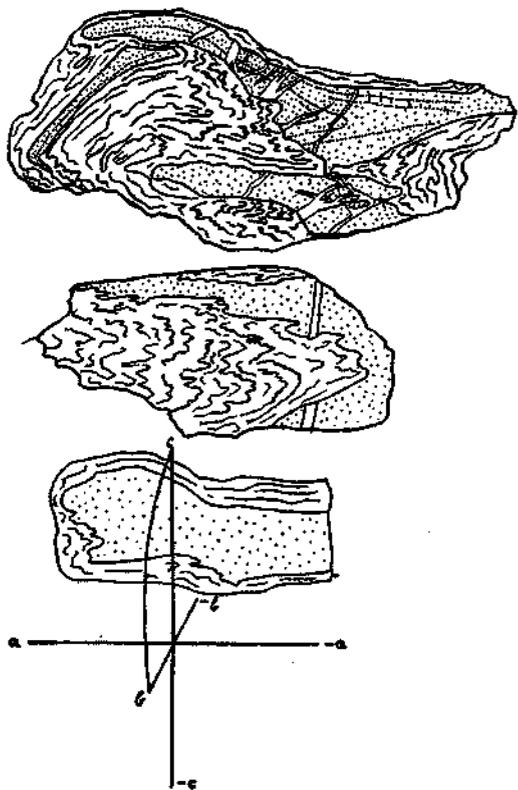


Fig. 18.
Marmor im Quarzphyllit, Wattenspitz Voldertal.

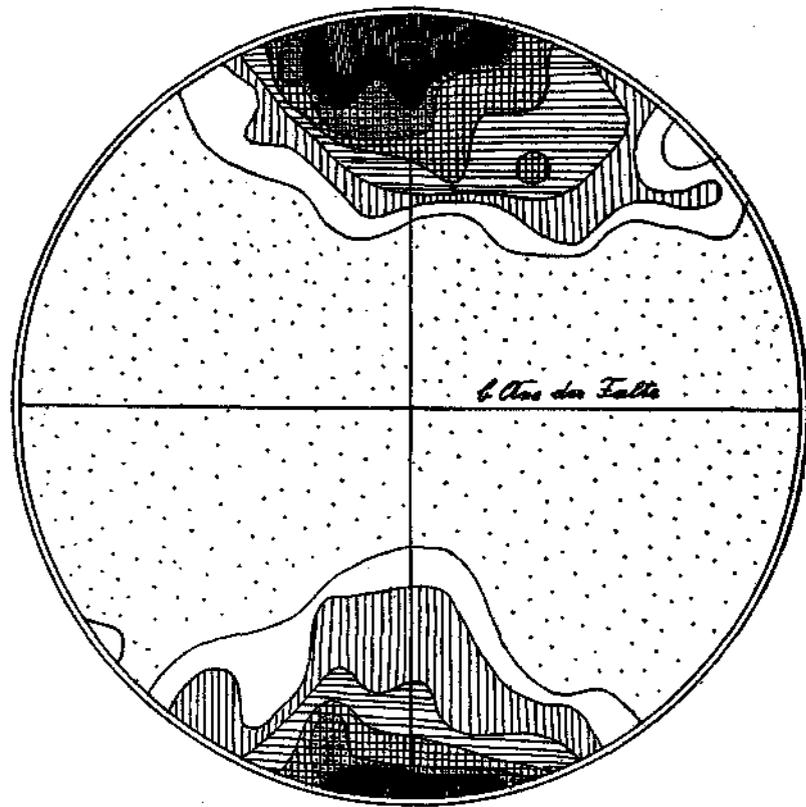


Fig. 19. 396 Pole der Kalzitlamellen mit Spur nahe *b*; Zeichenebene (*b c*) Jedes Korn = 1 Pol.
Marmor in Quarzphyllit, Wattenspitz Voldertal.

achtungen machen, welche die bei I bereits angeführten ergänzen und unsere Auffassung bestätigen.

Die Fadenporen durchziehen als weiße Fäden, welche etwa den Eindruck bereifter Spinnenfäden in Luft machen, vollkommen ungetrübte lamellierte Kalzitkristalle.

Sie zeigen keinen Parallelismus, sondern normalerweise windschiefe Lage gegeneinander, bisweilen rundliche Knicke und ganz weiche bogige Krümmungen; aber keine unetstetige Verlagerung der Enden gegeneinander, etwa im Sinne einer Verwerfung oder Abscherung durch Schiebung im Kalzit, überhaupt keine unetstetige Deformation.

Sie zeigen bisweilen Einmündung in die Intergranulare, Überschreitung derselben konnte bis jetzt nicht gefunden werden. Sie zeigen öfters ein ausgeschweiftes und ein stumpfes Ende (winziges Köpfchen).

Sie sind gleich gefüllt wie bisweilen die Intergranulare, anscheinend viel schwächer brechend als der Kalzit (Luft?). Sie sind untereinander von ganz verschiedener Dicke bis zur Grenze der Auflösbarkeit mit dem Mikroskop.

Gelegentlich erweisen sich die „Fäden“ bei Drehung als „Bänder“, welche auskeilen.

Von den typischen gekrümmten Fadenporen, welche keine gleichsinnige Schar bilden, gewinnt man bei intensivster intergranularer Beleuchtung Übergänge zu den Scharen unverkrümmter, sonst in jeder Beziehung den „Fäden“ gleichender Poren, welche der letzten Deformationsphase des Kristalls zuordenbar sind. Die Kalzite sind bis zur äußersten unauflösharen Feinheit und Dichte, örtlich an der Grenze gegen Kalzit, nie aber gegen Quarz bis zu ganz allmählicher wässermilchiger Trübe gleichend, feinsten Schleiern zerglitten, in einer Mannigfaltigkeit und Dichte, welche meines Erachtens allerdings für jede beliebige Korndeformation ausreichen würde. Da hiebei das Korn zunächst keineswegs wie etwa in I den Eindruck mechanischer Zerpressung erweckt, sondern einem vollkristallinen Korne gleicht, ergibt sich für mich leider die Unmöglichkeit, aus einem solchen vollkristallinen Kalzitgefüge unter allen Umständen auf Rekrystallisation zu schließen (wenn die starke Formänderung des Stückes wie in unserem Falle feststeht). Meines Erachtens können unter geologischen Bedingungen Kalzitgefüge ohne oder mit geringem Verlust an Klarheit des Einzelkorns umgeprägt werden, ohne daß wir also schon allein um dieser Klarheit willen auf Rekrystallisation schließen dürfen. Für die Frage, ob alle diese Gleitflächenscharen in dieselbe Deformationsphase gehören, ist von Bedeutung: Gleichsinnige Scharen lassen sich bestimmt unterscheiden auch dort, wo es sich bei stärkster Vergrößerung noch um typische „Fäden“ handelt, so z. B. im Falle querlinierter Lamellen, deren „Lineale“ zugleich typische „Fäden“ sind. Daran daß alle Fäden letzten Endes von Blockierungsporen im Sinne von Ludwik und Tammaun abzuleiten sind, ist hienach kein Zweifel mehr möglich.

Dreht man die geraden Fäden der querlinierten Lamellen in die Ebene, in welcher Tubusachse und Lichtquelle hegen, so werden die Knöpfe innerhalb und am Ende der Fäden als kleine, untereinander parallele Gleitflächen quer zum Faden erkennbar.

Die Verdunkelung durch Entfall des Gleitflächenreflexes bei Drehung ist gut und eindeutig zu sehen. Weder die geraden noch die krummen Fadenporen sind von der Gestalt rundlicher Schläuche, denn sie zeigen bei genügend intensiver Intergranularbeleuchtung und Drehung gegenüber derselben alle Spiegelstellungen; sie leuchten auf und erlöschen wieder.

Es gibt unterbrochene Fäden, welche, ihre gerade Richtung beibehaltend, plötzlich fast bis zur Sichtbarkeitsgrenze erlöschen, dann wieder gleichsinnig fortsetzen; wonach eben im Intervall eine andere Spiegelstellung vorwaltet.

Die geraden, die Lamellen querlinierenden Poren sind ursprünglich immer Schnittgerade zweier Translationsflächen von $-\frac{R}{2}$ (also dessen Kanten oder die betreffenden des Zwillings). Sie können im weiteren Verlaufe der Deformation verbogen werden durch stetige Zerschörung, als deren Zeugen dann die erwähnten winzigen Gleitflächen quer zur Fadenrichtung auftreten. Das Lumen, ja sogar die Wegsamkeit aller dieser Poren sowie der Intergranularen ist durch die erwähnte limonitische Infiltration erwiesen.

Stellt man sich eine Kante von $-\frac{R}{2}$ als lineare Pore vor, so wäre diese Pore durch Gleitung mit stetig wechselndem Betrag in der der Kante gegenüberliegenden Rhomboederfläche verkrümmbar usw.

Man kann also von der Verkrümmung der Poren zwar darauf schließen, daß die Pore zuerst als gerade Pore gebildet und dann verkrümmt worden ist, daß also die verknäuelten Fadenporen älter sind als die geraden, aber noch nicht ohne weiteres darauf, daß ihre Entstehung vor eine Rekristallisation des Kornes mit Neuorientierung des Gitters fällt.

Ich möchte also den betreffenden Passus im Zentralbl. f. Min., 1926, Abt. B, Nr. 5, S. 172, vorletzter Absatz („reliktisch die Rekristallisation überdauernd“) vorläufig einschränken.

Von großer Bedeutung für diese Frage wäre die meinen Institutsmitteln versagte Untersuchung, ob sich bei Prägung von Kalzit-einkristallen unter höheren Drucken nicht $-\frac{R}{2}$ auch als Translations-ebene nachweisen läßt, worauf mir der bisherige, allerdings nicht endgültige Stand des Einblicks in geregelte Kalzittektonite zwingend hinzuweisen scheint.

Mit dem U-Tisch wurde in diesem Falle die Ebene (*b c*) eingemessen, u. zw. auf zweierlei Weise, wie dies Fig. 19 und 20 zeigen.

Im ersten Falle wurde von jedem Korn eine Zwillingslamelle $-\frac{R}{2}$ eingemessen. U. zw. wurde, wenn das Korn deren mehrere hatte, jene Lamelle gewählt, deren Spur in (*b c*) der Spur von (*a b*) am nächsten lag.

Das Diagramm sagt also aus:

1. Jedes Korn besitzt eine Lamelle $-\frac{R}{2}$, welche mindestens mit dem

im Diagramm ausgesprochenen Genauigkeitsgrad in die Plättungsebene ($a b$) eingestellt ist.

2. Diese Einstellung erfolgt mit einem sehr ausgesprochenen polaren Maximum.

3. Diese Häufung der Pole kann, was den peripheren Großkreis der Figur angeht, durch unser Ausleseprinzip zustande kommen, in der N-S-Richtung der Figur aber nicht durch das Ausleseprinzip, sondern höchstens durch Übersehen von Lamellen, welche mit der Tubusachse bei Ausgangstellung einen größeren Winkel als etwa 45° einschließen. Die optisch leicht erkennbaren Fälle derartig schief geschnittener Zwillinglamellen wurden aber eigens notiert und ihre Zahl viel zu gering befunden, um überhaupt irgendeine Änderung am Diagramm zu erzeugen (unter 396 Polen nur 6 derartige, nicht mehr einmeßbare Lamellen mit Spur nahe Spur von $[a b]$).

Gleichwohl wurden nun bei einer zweiten, von der ersten ganz unabhängigen Durchmesser, überhaupt alle ersichtlichen Zwillinglamellen (also $-\frac{R}{2}$), u. zw. für jedes Korn 2 bis 3, eingemessen (650 Pole).

Dahei wird unser zuerst verwendetes Ausleseprinzip für die Verteilung an der Peripherie des Diagramms ganz unwirksam. Dennoch blieb der unterbesetzte Äquatorialgürtel sehr gut erhalten.

Das Diagramm sagt aus:

1. Im Gefüge sind überhaupt nur Zwillinglamellen zur Ausbildung gekommen, deren Pole nicht in den breiten Äquatorialgürtel fallen. Auch von den allenfalls durch den Schleifakt erzeugten Lamellen gilt dies; wie denn überhaupt dieser Akt weder die durch die Körnerorientierung gegebene Regelung beeinträchtigen kann, noch den Schluß einschränken, daß bei der Gesteinsdeformation überhaupt nur solche Zwillinglamellen zustande kamen, deren Pole in das überbesetzte Gebiet des zweiten Diagramms (Fig. 20) fallen.

Bei Aufnahme dieses Diagramms kam zur Beobachtung, daß sich die Zwillinglamellen in ganz genau gleicher Richtung als scharfe Risse ohne Lamelle in Nachbarkörnern festsetzen können; dann wieder als Lamelle fort im nächsten Nachbar. Nabezu gleiche Orientierung von Nachbarkörnern ist häufig. Die der s -Fläche ($a b$), der Plättungsfläche, am nächsten liegenden Lamellen sind immer die zahlreichsten und deutlichsten.

Auch im zweiten Diagramm bleibt die polare Häufung deutlich, und fehlen zonare Häufungen, wie solche eine Regelung (0001) $\parallel (a b)$ bedingen würde.

Die überbesetzte Kalotte reicht nun etwa 45° über den Pol herunter gegen den Äquator, wie es der Stellung der beiden anderen $-\frac{R}{2}$ -Flächen eines Kornes entspricht, dessen dritte Fläche $-\frac{R}{2}$ genau in $(a b)$ liegt.

Man kann also schon wegen des zweiten Diagramms nicht etwa sagen, daß die Regel (0001) $\parallel (a b)$ durch unsere Auslese der zu $(a b)$ sub-

parallelen Flächen $-\frac{R}{2}$ maskiert sei. Auch wurden lamellierte $-\frac{R}{2}$ mit Schiefen bis zu 60° und mehr zu $(a\ b)$ vermessen. Es ist auch von den $-\frac{R}{2}$ im Falle $(0001) \parallel (a\ b)$ wegen der geringen Größe (26°) des Winkels zwischen $-\frac{R}{2}$ und (0001) unbedingt anzunehmen, daß die Lamellen funktioniert und diesfalls die der Regel $(0001) \parallel (a\ b)$ zukommende ringförmige Überbesetzung um den Pol nur verstärkt hätten. Die Regel $(0001) \parallel (a\ b)$ ist also für unseren Fall auszuschließen.

Halten wir das Lot auf $-\frac{R}{2}$ fest im N-Pol der Lagenkugel und rotieren das Korn, so beschreibt die c -Achse einen Kegel mit $2 \times 26^\circ$ Öffnung. Schnitte parallel zu dem so $\left(-\frac{R}{2} \parallel s\right)$ geregelten Gefüge würden also noch sehr schön die gemeinsame Reaktion der Körner mit dem Hilfspräparat zeigen. Diese scheiterte am Weiß höherer Ordnung der Körner. Jedoch war eine deutliche Verdunkelung des Gefügeschnittes zwischen + Nikols bei der Einstellung von $(a\ b)$ in eine Schwingungsebene der erste qualitative Hinweis auf die Regelung des Gefüges und durch das U-Tisch-Diagramm später erklärbar.

Von 1000 Polen entfallen in Fig. 19 und 20 auf 1% der Halbkugel-
fläche:

weit punktiert	0—5
weiß	5—10
weit vertikal	10—20
weit horizontal	20—30
weit quadriert	30—40
quadriert punktiert	40—50
schwarz	50—70
eng vertikal	70—90
eng horizontal	über 90.

III. Marmor + Quarzit im Innsbrucker Quarzphyllit.

Die Falte besteht aus ss -Lagen von reinem Quarzgefüge, von reinem Kalzitgefüge und von Quarz-Kalzit-Gefüge und etwas Glimmer, welche gemeinsam deformiert wurden, also unter genau gleichen Bedingungen.

Die Falte ist weder aus parallelen noch aus kongruenten ss -Bögen aufgebaut; die Mächtigkeiten ihrer Lagen in a sind nicht konstant. Wie die Figur 21 zeigt, sind die kalzitischen Lagen über die quarzitischen (eng punktierter Kern der Falte) wie Häute zu spitzen Scharnieren hinausgezogen, bzw. gepreßt. Die Falte in dieser Form ist weder eine Biegefalte noch eine Scherfalte; $(a\ c)$ ist Symmetrieebene, $(a\ b)$ nicht, bzw., wie wir sehen werden, nicht mehr. Das feine, schon im Anschliff sichtbare Rißsystem auf $(a\ c)$ im Kalzitgefüge horizontal verlaufend, als Spur einer Flächenschar s_2 subparallel $(b\ c)$, ist in Fig. 21 eingezeichnet.

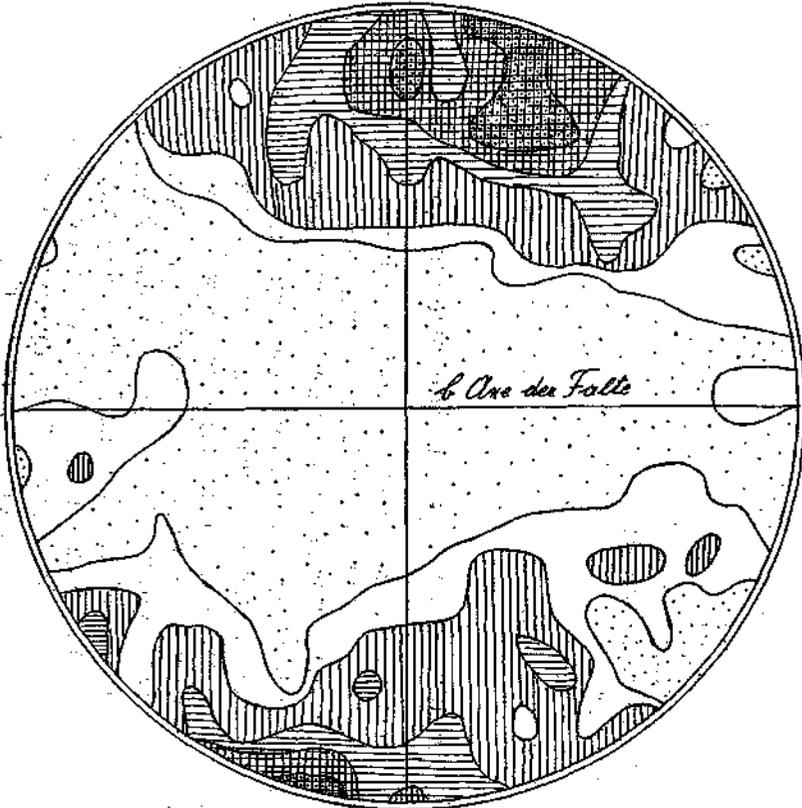


Fig. 20. 659 Pole aller sichtbaren Kalzitlamellen, 2—3 Pole pro Korn; Schnitt (b c).
Marmor im Quarzphyllit, Wattenspitz Voldertal.

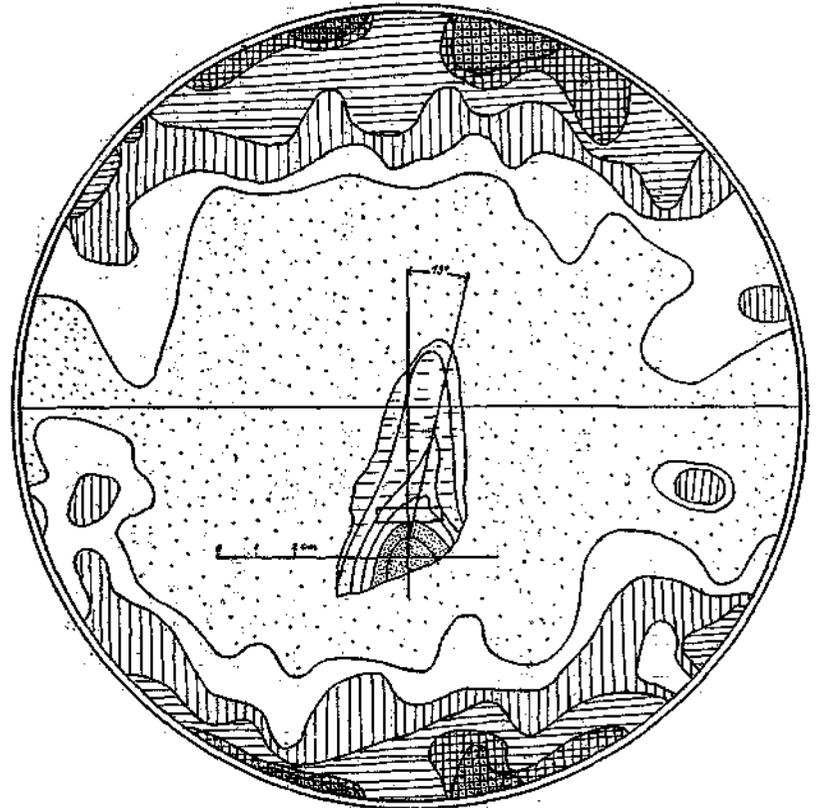


Fig. 21. 385 Pole deutlicher Kalzitlamellen, wenigstens 1 pro Korn.
Marmor und Quarzit (punktiert) im Quarzphyllit, Wattenspitz Voldertal.

Das reine Quarzgefüge zeigt schwach verzahntes Mosaik etwas undulöser Körner mit Böhmischer Streifung.

Quarz in Kalzit zeigt die häufige runde Tropfenform. Kalzit bildet glattes Mosaik aus lebhaft lamellierten Körnern.

Nur in letzterer Hinsicht zeigt das Gefüge also etwas deutlichere Anzeichen einer der Umformung keineswegs entsprechenden nachkristallinen Deformation. Die Falte ist wesentlich vorkristallin deformiert in bezug auf Quarz und auf Kalzit. Das ist das Bild. Wie bei der vorigen Falte lasse ich es derzeit dahingestellt, wie weit plastische Korndeformation an diesem Bilde beteiligt ist, was den Kalzit anlangt. Wie denn überhaupt die sehr schwierigen Kriterien, hierin eingehend zu unterscheiden (vorkristallin deformiert, rekristallisiert oder tektonoplastisch deformiert), einer eigenen Betrachtung vorbehalten bleiben.

Die Untersuchung mit dem U-Tisch ergab zunächst durch Teildiagramme die vollständig homogene Regelung auch dieser Falte.

Fig. 21 enthält ausgewählt 385 Pole deutlicher Kalzitlamellen $\left(-\frac{R}{2}\right)$,

mindestens eine pro Korn. Verwendet wurden alle überhaupt deutlich sichtbaren.

Auf Grund der bisherigen Beispiele erkennen wir sofort, daß die Lamellen des Kalzits in die oben s_2 genannte Flächenschar eingeregelt sind, ganz ebenso wie bisher in die letzttaufgeprägten s -Flächen der Marmore. Diese Anordnung kann zur Anlage der Falte in keine Beziehung (etwa als Einregelung in Gleitbretter) gebracht werden, wohl aber sehr gut zum letzten Deformationsakt der bereits fertigen Falte, welcher dieselbe durch die in Fig. 21 gemessene differentiale Verschiebung die Symmetrieebene ($a b$) kostete. Diese Verschiebung erfolgte nicht mit konstantem relativem Verschiebungshetrag, sondern mit wechselnden Verschiebungsbeträgen, deren Maximum noch in die Falte fällt, so daß zugleich eine Verkrümmung der Falte durch beginnende Umscherung erfolgt ist. Wir sehen also den Embryo einer „gefalteten Falte“, entstanden durch Umscherung einer Faltenform (welche selbst nicht als Gleitbrettfalte erklärbar ist) mit stetig geändertem Betrag der Relativverschiebung. Die beginnende Faltung dieser Falte ist also die Verkrümmung einer lediglich als mechanisch unwirksame Zeichnung bereits vorgefundenen primären Falte aus ss durch ein Scherflächensystem. Dieses ist als s_2 -Schar schon im Anschliffe und sehr gut als unterhessetzte Äquatorialzone im Diagramm erkennbar. Wie in Falte I erkennen wir, daß recht geringe, diesmal meßbare Beträge der Relativverschiebung schon für eine korrele Regelung der Kalzite $-\frac{R}{2} \parallel s_2$

ausgereicht haben. Der Kalzit ist also nicht in die Plättungsebene ($a b$) der stark geplätteten Falte, sondern quer dazu, etwa in ($b c$), eingeregelt.

Der Quarz wurde, jeweils in Teildiagrammen zum Nachweis der Homogenität der Regelung, in zwei Gruppen aufgenommen (c -Achsen der Quarze).

Die eine (Fig. 22) zeigt reines Quarzgefüge, also das Verhalten von „Quarz in Quarz“ (390 Pole), die andere (Fig. 23) zeigt „Quarz in

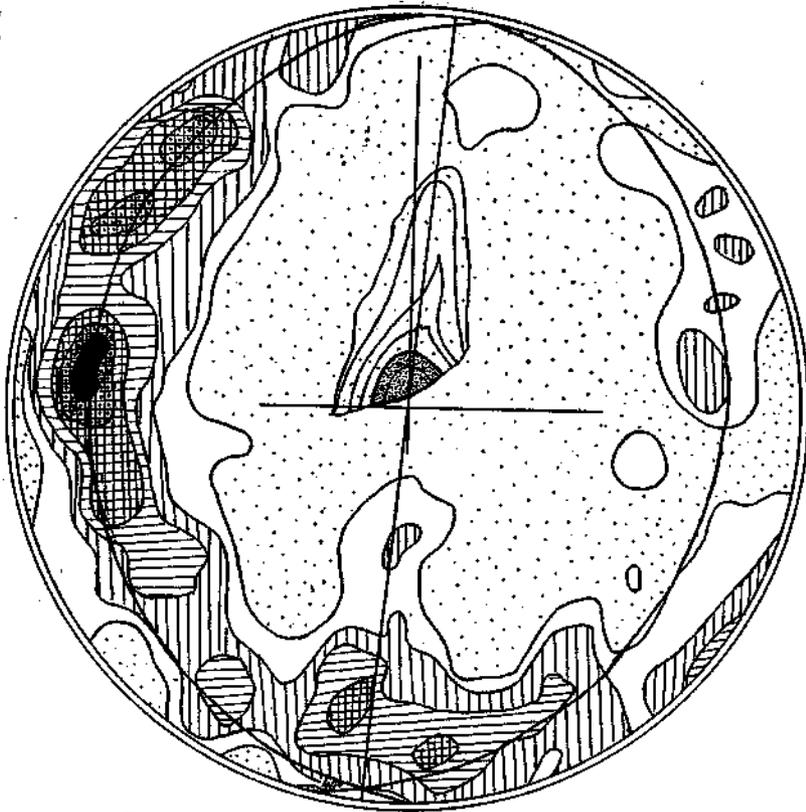


Fig. 22. 390 Achsenpole von Quarz in Quarz.
Marmor und Quarzit im Quarzphyllit, Wattenspitz Voldertal.

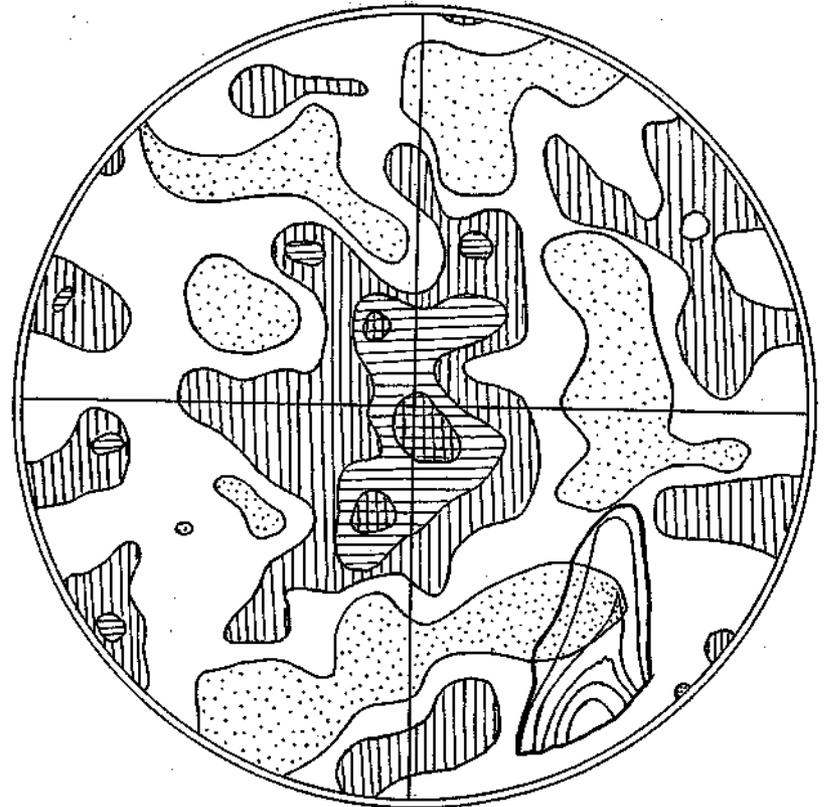


Fig. 23. 470 Achsenpole von Quarz in Kalzit.
Marmor und Quarzit im Quarzphyllit, Wattenspitz Voldertal.

Kalzit* (470 Pole) und zwar nur solche tropfenförmige Körner, welche im Schlicke rings von Kalzit umgeben liegen. Der Kalzit zeigt hierbei lebhaftige Stauchung an den Quarzkörnern, im großen Gegensatz zum Quarz-Kalzit-Gefüge von II, und ausgezeichnete Fadenporen.

Quarz in Quarz zeigt seine Achsenmaxima auf der Lagenkugel als zwei Großkreise, deren Schnittgerade gut mit der a -Achse der Falte zusammenfällt, wenn man die seitliche Verschiebung in s_2 rückgängig macht, also mit dem a der noch höchstsymmetrischen Falte. Ferner schließen die Großkreise mit ($a c$) je 20° links und rechts, miteinander also 40° , ein.

Dies ist ein Verhalten, welches wir für homogen geregelte Quarzfalten typisch finden werden. Auch in Fällen, wo das begleitende Kalzitgefüge mit $-\frac{R}{2}$ in ($a b$) eingeregelt ist, so daß sich mit Sicherheit das

Quarzgefüge und das Kalzitgefüge einem einmaligen, parallel zu ($a b$) plättenden Faltungsakt zuweisen läßt. Das Gefüge der Falte III wird hienach als ein „mehrfach geregeltes“ aufgefaßt. Während eines letzten Deformationaktes (s_2), welcher mit dem Zustandekommen der Faltenform nichts zu tun hat, sondern nur mit deren Verkrümmung (stetiger Umscherung), in den Keim einer „gefalteten Falte“ erfolgte die Umregelung des empfindlicheren Kalzitgefüges in s_2 , während dem Quarz in Quarzgefüge die der ersten Faltenanlage gemäße Regelung reliktsch erhalten blieb. Wir haben also ein Beispiel für die zeitliche Gliederung eines Deformationsaktes lediglich durch U-Tisch-Analyse.

Das Diagramm Quarz in Kalzit (Fig. 23) zeigt eine ebenfalls typische, ganz andersartige Quarzgefügeregelung: das Auftreten eines Maximums um den Pol der b -Achse auf der Lagenkugel. Dieses Maximum, das also gerade in das unterbesetzte Feld der Quarz-in-Quarz-Regel hineinfällt, ist von einem unterbesetzten Ring umgeben. Auf diesen folgt wieder konzentrisch ein überbesetzter Großkreis, der möglicherweise noch den Großkreisen der Regel Quarz in Quarz entspricht. Für eine genauere Definition dieses unverkennbaren, deutlichen Einflusses eines Gefügegenossen (Kalzit) auf eine passive Regelung bedarf es weiterer Untersuchungen.

Die mit dem U-Tisch analysierte Falte erlaubte also, folgende Begriffe einzuführen, bzw. zu belegen:

Mehrfach geregeltes Gefüge einer homogen geregelten Deformation. Stetige Umscherung einer höchst symmetrischen Falte (Nichtgleitbrettfalte) in den Embryo einer „gefalteten Falte“.

Hiezu korrelierte Umregelung des unter den gegebenen Bedingungen empfindlicheren Kalzitgefüges und „reliktsches“ Verbleiben der der ersten Faltenanlage korrelierten Quarzregelung; geringere Empfindlichkeit des Quarzgefüges.

Die „Zwei-Gürtel-Regel“ des passiv geregelten Quarzes, Einfluß des Gefügegenossen Kalzit auf diese Regel, welche in eine „Quarz-in-Kalzit-Regel“ gänzlich geändert wird.

Zeitliche Gliederung der Deformation von mehrfach geregelten Gefügen mit Hilfe der U-Tisch-Analyse.

Promille der in Fig. 21, 22, 23 auf 1% der Halbkugel entfallenden Pole:

weit punktiert	0—5
weiß	5—10
weit vertikal	10—20
weit horizontal	20—30
weit quadriert	30—40
quadriert, punktiert	40—50
schwarz	über 50

IV. Phyllitgneis des „Altkristallin“; Himmelreich bei Mauls in Südtirol.

Wechsel von Quarz- und Kalzitlagen im Gneisphyllonit.

Die Form der Falte ist durch Fig. 26, 27 gegeben, ihre Symmetrie durch die Symmetrieebene ($a c$). Die Falte wurde gewählt, weil ihr Aussehen, namentlich der Verlauf der Strömung $\parallel b$ auf den Schenkeln (ähnlich Falte I), ein besonders gutes Zusammenfallen der Hauptrichtungen des geregelten Gefüges (Gefügeachsen) mit den Achsen der Faltenform versprach. In der Tat gibt, wie man an der Hand der für diesen Zweck etwas ausführlicheren Darstellung in Diagrammen sehen wird, diese Falte Gelegenheit, mit Rückblick etwa auf Falte I, eine grundsätzliche Unterscheidung unter homogen geregelten Falten einzuführen, welche man dadurch erhält, daß man jeweils die Gefügeachsen und die Achsen der Faltenform daraufhin betrachtet, ob sie ganz oder teilweise oder gar nicht zusammenfallen. Die beiden Extreme „ganz“ und „gar nicht“ wollen wir hiemit als vollkommen homoachse Falte und als vollkommen heteroachse Falte in unsere Begriffe einführen und ferner von „heteroachsen Falten in Bezug auf...“ sprechen. So z. B. wäre die Schmidtsche Gleitbrettfalte als vollkommen homoachse Falte denkbar, in welcher die auch als Gefügeachse ausgesprochene Bewegungsrichtung x (vgl. hierzu auch Einleitung) mit a zusammenfällt; aber wie schon aus den Erörterungen Schmideggs hervorgeht auch als teilweise heteroachse Falte, indem x nicht mehr $\perp b$ steht, sondern in der Ebene ($a b$) hievon abweicht.

Wir haben für heteroachse Falten bereits Beispiele gegeben und stellen das gegenwärtige als Beleg für eine ziemlich vollkommen homoachse Falte vor, deren Auffassung im Sinne Schmidts von der Gefügeanalyse aus zwar nicht eindeutig zwingend zu erweisen, aber in keiner Beziehung abzulehnen, sondern nur sehr wahrscheinlich zu machen ist. Um so wahrscheinlicher, als wir ja die Tatsache stetiger Umscherung einer Vorzeichnung mit variablem relativem Verschiebungsbetrag und einem Maximum desselben im betrachteten Bereich schon durch das vorhergehende Beispiel belegt haben.

Vor der U-Tisch-Analyse zunächst einiges das stoffliche Gefüge Betreffende. Die stoffliche Feinschichtung bezeugt sich in der lagenweisen Verteilung von Chlorit, Kalzit, Quarz und Muskovit; bei letzterem nur insofern als er in den kalzitischen Lagen auch etwas häufiger ist. In der Verteilung von Quarz und Kalzit treten aber außerdem sekundäre

Lagen hervor quer zu den Bogen der sedimentären Feinschichtung ss, also ganz gleich wie der Glimmer in der Falte I (siehe Fig. 14, 15).

Das stoffliche Gefüge ist also

1. primäre Feinschichtung ss in Bogen geordnet,
2. sekundäre Schichtung durch Scherung schief zu ss (ein Sonderfall stofflicher tektonischer Entmischung des Gesteins wie in D).

Wir haben dann das Intergranulargefüge (Kornumrisse) zu beachten und zuletzt das „Richtungsgefüge“, welches eine Regelung ist.

Größere Chlorite und etwas Muskovit liegen als Glimmergeflechte nachkristallin deformiert und ohne jedes Anzeichen von Rekristallisation in den Faltenbogen. Sie sind korrelat zum Faltungsakte nachkristallin deformiert, gleichviel ob der Faltungsakt als Gleitbrettfaltung oder anders vor sich ging. An der Grenze gegen Kalzit und Quarz sieht man mit starken Vergrößerungen folgendes: Die Chlorite sind grobmechanisch in die s-Flächen parallel ($a b$), welche auch durch oblonge Form der Quarzkörner bezeichnet sind, hineingewalzt. Es zerfällt überhaupt die Chorithaut bei stärkerer Vergrößerung in einzelne zwischen die Quarzkörner gepreßte Scheiter mechanisch deformierten Chlorits. Es handelt sich um eine stufige Chlorithaut, deren einzelne Kristallite um eine Achse parallel zur Achse b mehr oder weniger aus dem ss herausrotiert sind, ein Verhalten, welches man sich am besten anlässlich der Gleitung parallel ($a b$) entstanden denken kann. Während der Chlorit am Quarz hiebei durchwegs wie zwischen Zangen gestreckt und gequält ist, läßt der Quarz keine andere irgend bemerkenswerte mechanische Beeinflussung als Böhmsche Streifung und etwas Undulation wie überall, auch ferne vom Chlorit, erkennen. Bisweilen heben sich betontere Scherflächen $\parallel (a b)$ heraus durch kleinkörnigen unausmeßbaren Quarzmörtel, aus welchem sowohl Glimmer als Karbonat tektonisch entfernt sind. Dies läßt sich unzweifelhaft feststellen, da die betreffende Scherfläche glimmerreichere und kalzitreichere Lagen quer überschneidet.

Kleine Glimmerkristalle liegen allenthalben im Gefüge in den spiegelklaren Quarzen und an deren Grenzen. Weder die Quarze (mit den unversehrten Glimmern, welche sie beherbergen) noch diese Glimmerkristallite zwischen den Quarzen haben nach Kristallisation der Glimmer noch mechanische Störung erfahren. Diese Glimmerkristallisation der kleinen Muskovite und Chlorite hat also die letzte Deformation überdauert, während Quarz ganz schwache, Kalzit aber deutliche Spuren nach kristalliner Deformation zeigen, beide aber ganz unzulänglichen Grades, um als ausreichende rupturale Teilbewegung für die Faltenbildung zu gelten. Das Quarzgefüge zeigt im Schnitte $\parallel (a c)$ und $\parallel (b c)$ deutlich oblonge Körnerform $\parallel a$. Die Kontur des Einzelkorns ist an den Grenzen subparallel ($b c$) weit stärker verzahnt als an den Grenzen subparallel ($a b$), was schon direkt auf Differentialbewegung in ($a b$) binweist. Gegenüber den hartkonturierten, mit unversehrten Zähnen verzahnten, nicht merklich nachkristallin deformierten Quarzen, welche Quarze als Nachbarn haben („Quarz-in-Quarz“-Gefüge), zeigen die Quarze im „Quarz-in-Kalzit“-Gefüge weiche, runde, lappige, bauchige Kontur und viel schwächer wahrnehmbare, oft gar keine Verlängerung in ($a b$).

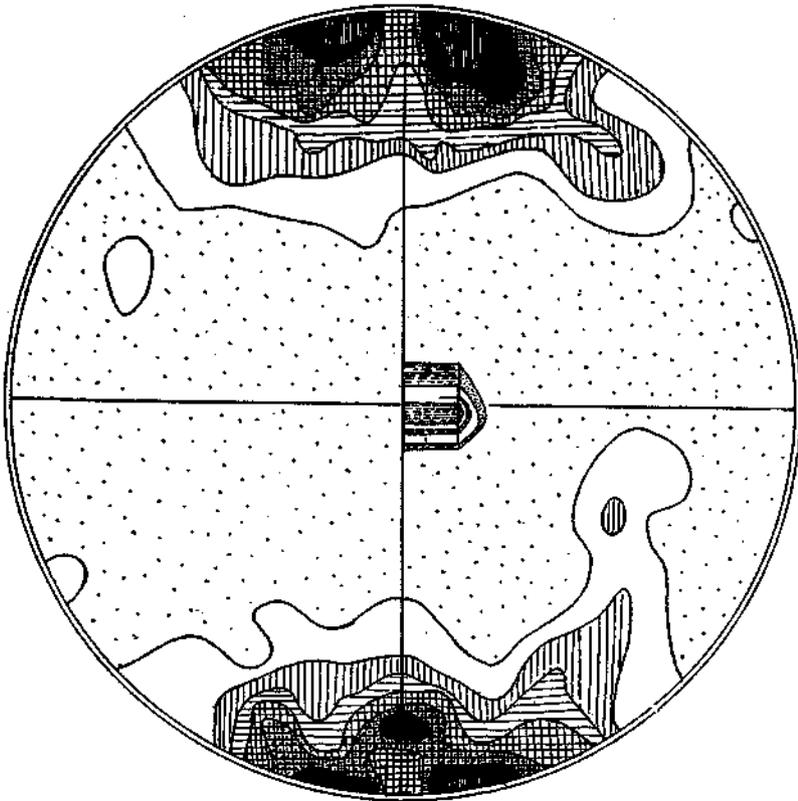


Fig. 24. 330 Kalzitlamellenpole, alle sichtbaren Lamellen wenigstens 1 pro Korn.
„Phyllitgneis“ mit Karbonat; Himmelreich bei Mauls.

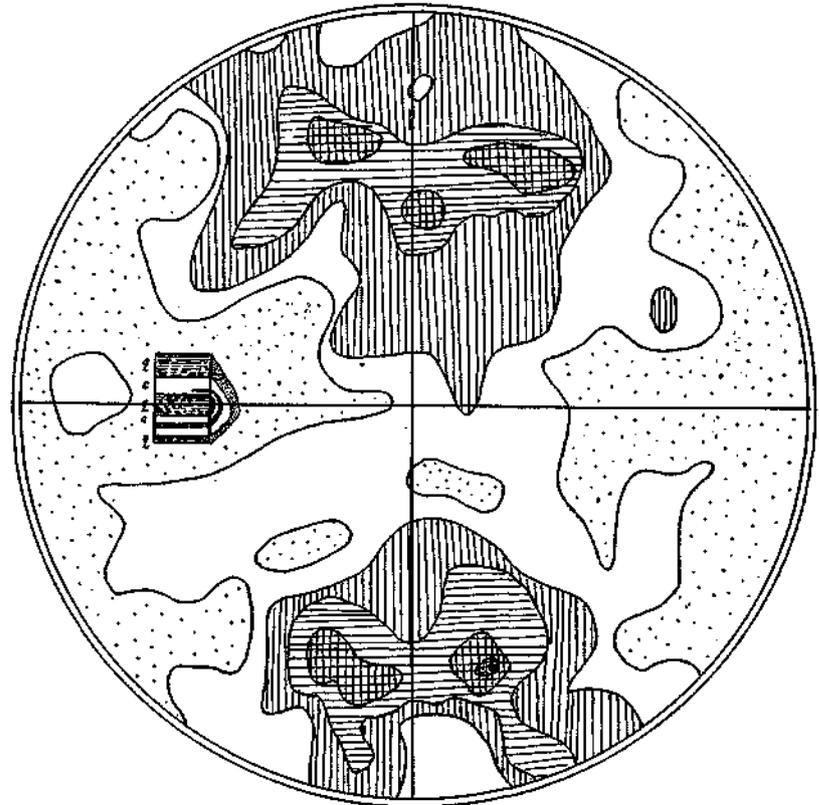


Fig. 25. 416 Pole von Kalzitachsen (*c*-Achse).
„Phyllitgneis“ mit Karbonat; Himmelreich bei Mauls.

Kalzit bildet das letzte, oft als einheitliches Korn fein verzweigte Zement zwischen den Quarzkörnern. Er ist der Bestandteil, welcher alle anderen, sich gänzlich deren Konturen anpassend, zementartig umgibt, sowohl Quarz als Glimmer. Es ist meines Erachtens ausgeschlossen, daß ein solcher, als Zement feinst verzweigter Kristall mit seinen oft sehr geringfügigen Zeichen von Kaltreckung (viel geringer, als man sie in etwas stärker gewalzten Marmoren trifft) die vorliegende Form ohne Rekristallisation nach der Faltenbildung angenommen habe. Ich sehe in diesen Kalziten einen Beweis für die Rekristallisation der im Quarz-Kalzitgefüge deformierten Kalzite.

U-Tisch-Analyse:

Durch Teildiagramme ist die Falte als eine in bezug auf Quarz in Quarz, Quarz in Kalzit und Kalzit homogen geregelte nachgewiesen; die inhomogene Regelung der Glimmer, sofern sie noch als Geflechte im s der Faltenbogen liegen, wurde schon erwähnt. Die Aufnahme aller sichtbaren Kalzitlamellen auf $(a\ c)$ (Fig. 29, wenigstens 1 pro Korn; 216) und auf $(b\ c)$ (Fig. 24, wenigstens 1 pro Korn; 330) ergibt die Einregelung von $-\frac{R}{2}$ in $(a\ b)$, die Plättungsfläche der Falte, wie wir das schon kennen. Nun wurden auf $(b\ c)$ auch die c -Achsen des Kalzits aufgenommen (Fig. 25; 416). Dabei ergibt sich nun, daß diese Achsen nicht auf einem Ringe in der Entfernung von 26° vom Maximum der Lamellenpole gleichmäßig verteilt liegen, wie dies einer Regelung des Kalzitgefüges lediglich nach der Regel $-\frac{R}{2} \parallel (a\ b)$ entspräche bei sonstiger Rotationsfreiheit der Kristalle, sondern die Achsen bilden auf diesem Ringe zwei Maxima mit einer Winkeldistanz von 110° bis 120° auf dem N-S-Großkreis des Diagramms, auf welchem sie, in Ebene $(a\ c)$ der Falte, liegen. Die Kalzite sind also mit $-\frac{R}{2} \parallel (a\ b)$ eingeregelt, für welches s bereits die Kriterien für Teilbewegung in s angeführt wurden. Außerdem aber sind die Körner noch so angeordnet, daß ihre Achsenmaxima in $(a\ c)$ liegen, u. zw. mit solchen Winkelabständen, daß wir uns als Vertreter des geregelten Kalzitgefüges annäherungsweise einen Kalzitzwilling denken können, dessen $-\frac{R}{2}$ mit $(a\ b)$ und dessen (beide Achsen enthaltende) „Achsenebene“ mit $(a\ c)$ zusammenfällt. Bei dieser Aufstellung des Kalzitkristalls fällt dann sein η_1 , also seine Bewegungsrichtung beim Schiebungs-vorgang, mit a zusammen.

Unter diesen Umständen scheint mir der Schluß berechtigt, daß wir auch in diesem Falle nicht nur die Gleitebene $s = (a\ b)$ des Gefüges, sondern auch die letzte (möglicherweise einzige) Gleitrichtung in s , wenn auch nur als Gerade ohne Richtungssinn, ermittelt haben. Diese Bewegungsrichtung ist a und es ist durch unsere Diagramme die Falte als eine in bezug auf die homogene passive Kalzitregelung vollkommen homoachse Falte gekennzeichnet.

Lediglich als eine Variante in der Methode ist in Fig. 26 die einleitend erörterte Methode direkter Einmessung der Pole der Achsenebenen.

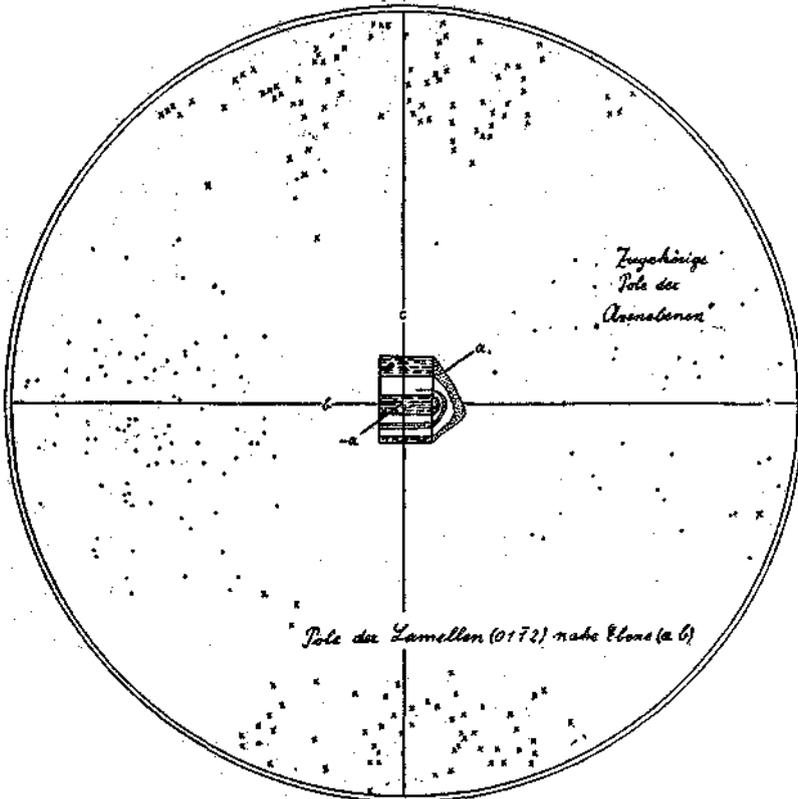


Fig. 26. Kalzitzwillinge.
„Phyllitgneis“ mit Karbonat; Himmelreich bei Mauls.

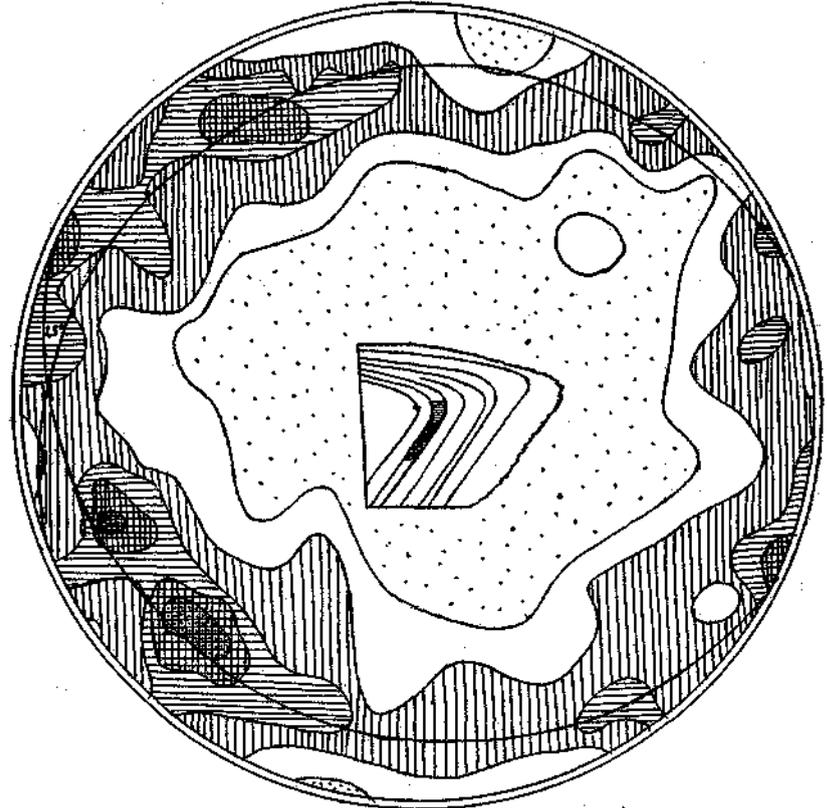


Fig. 27. 340 Körner, Quarz in Quarz.
„Phyllitgneis“ mit Karbonat; Himmelreich bei Mauls.

am selben Schnitte illustriert, zugleich allerdings auch die Überlegenheit der ersten Methode, wenn wie im vorliegenden Falle nur eine geringe Zahl von Achsenebenen eingemessen wird und vielleicht auch weil die einleitend als wünschenswert erachtete weitere Drehtischachse fehlte. Wahrscheinlich wurde eine unabsichtliche Auslese in den Körnern getroffen, und besteht für die ausgelesene und eingemessene Kategorie ganz dieselbe von a abweichende Bewegungsrichtung, welche auch in Fig. 25 als etwas asymmetrische Einstellung des Achsenmaximums gegenüber N—S zu Worte kommt. Das Diagramm Fig. 26 ist gegenüber der Einzeichnung der Falte irrtümlich um 180° in der Zeichenebene verdreht.

Aus dem Quarzdiagramm, Fig. 27, ergibt sich, daß wiederum dieselbe Regel besteht wie für Falte III. Die wieder ungleichmäßig „insular“ besetzten Großkreise schneiden sich in a , liegen nahe links und rechts von (a c) und schließen miteinander 25° ein. Diesmal aber kennen wir a mit Hilfe unserer Analyse des Kalzitgefüges in der Falte mit hoher Sicherheit als Bewegungsrichtung in den Scherflächen der Falte.

Ebenfalls von Falte III her kennen wir das „Quarz-in-Kalzit“-Gefüge. Dessen Maximum um den Pol von b (Fig. 28) ist generell ganz dasselbe wie in Fig. 23 in einer ganz anderen Gesteinswelt, so daß wir auch diese „Quarz-in-Kalzit“-Regel als eine in Einzelheiten noch nicht näher deutbare, gesetzmäßige Einstellung der c -Achsen ungefähr quer zur Bewegungsrichtung erfassen können; vielleicht hängt diese Einstellung von einer etwas größeren Länge der Körner nach c ab und bedeutet die mechanische Einstellung der Längsachse in die Faltenachse. Ebenfalls bemerkenswert ist der reiner ausgesprochene Bau des Quarz-in-Kalzit-Diagramms gegenüber dem von Falte III: Das dort neben dem zentrischen noch sichtbare Gürtelmaximum fehlt, ist also, wie wir vermuteten, untypisch für die Quarz-in-Kalzit-Regel und bedarf daher nur fallweiser, nicht genereller Erklärung.

Die Falte ist auch in bezug auf die Regelung von Quarz in Quarz und von Quarz in Kalzit homogen und homoachs.

Wir betrachten nun noch Chlorit und Muskovit im Mittelfeld des Schnittes (b c). Es wurden für die U-Tisch-Analyse getrennt die kleinen, nicht mechanisch deformierten Muskowite in Teildiagrammen für Muskovit in Quarz und Muskovit in „Quarz + Kalzit“, ferner die mechanisch deformierten Glimmergeflechte in ss in ebensolchen Teildiagrammen. Es ergab sich ein sehr deutlicher Unterschied zwischen unversehrten Glimmern und Glimmergeflechten. Die auf (001) errichteten Lote pendeln bei ersterer Kategorie nur um 20 — 30° , bei letzterer um 70° aus der Ebene (a c).

Die genaue Einmessung der Winkel, welche die deformierten Chlorite mit der Ebene (a b) bilden, ergab, daß sie, wie schon bemerkt, ziemlich genau in der Zone der Achse b rotierend den Faltenbogen folgen, im größten Gegensatz zum homogen geregelten Kalzit und Quarz. Man sieht auch in diesem Falle wie bei der Phyllitumfaltung, daß die Glimmer mit (001) ein Schmiermittel für Gleitung in ss bilden.

Während die Falte in bezug auf diese Chlorite inhomogen geregelt ist, ergab die Einmessung der messerscharfen Muskovitschuppen ohne

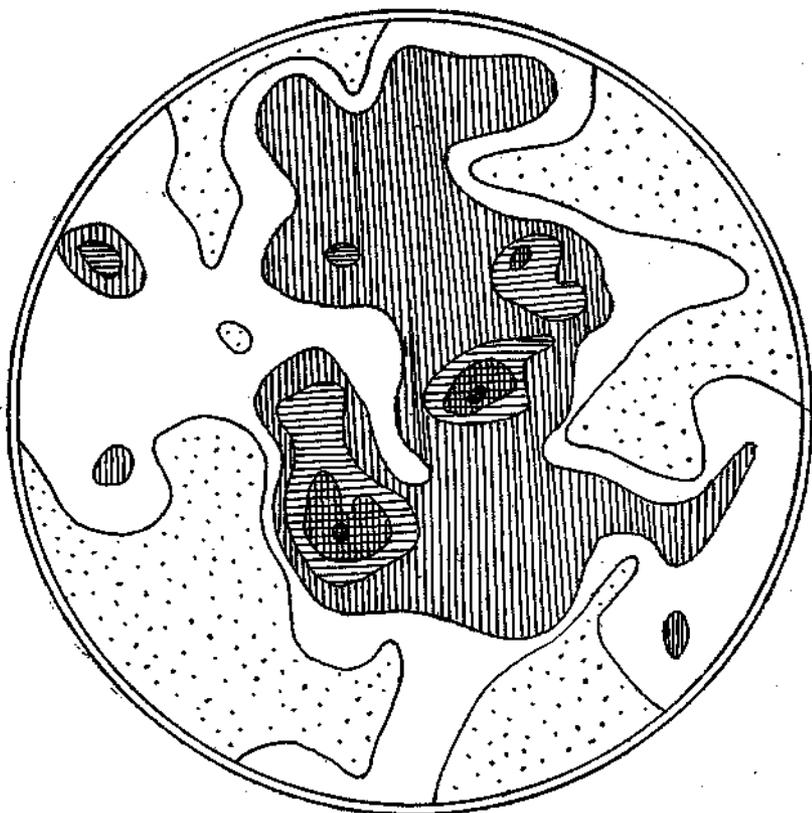


Fig. 28. 118 Körner, Quarz in Kalzit.
„Phyllitgneis“ mit Karbonat; Himmelreich bei Mauls.

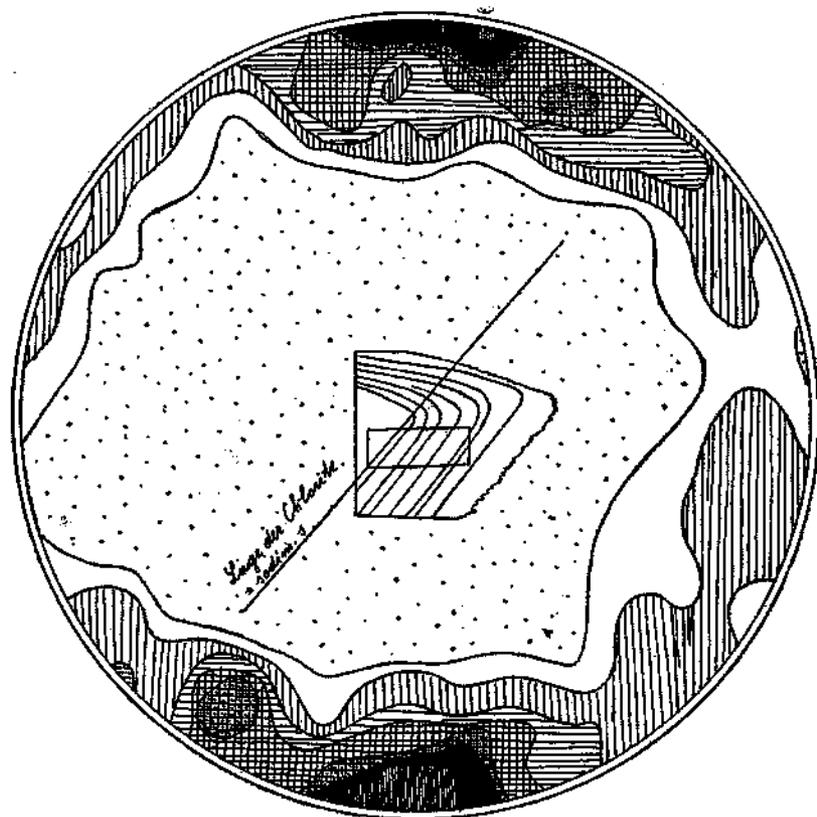


Fig. 29. 216 Kalzitlamellen, alle sichtbaren wenigstens 1 pro Korn.
„Phyllitgneis“ mit Karbonat; Himmelreich bei Mauls.

mechanische Deformation deren homogene Einregelung in die Ebene (a b), wonach sie mit den Chloriten Winkel bis zu 40° einschließen.

Von 1000 Polen entfallen auf 1% der Halbkugel in Fig. 24 bis Fig. 29:

weit punktiert	0—5
weiß	5—10
weit vertikal	10—20
weit horizontal	20—30
weit quadriert	30—40
quadriert punktiert	40—50 („über 40° in Fig. 25)
schwarz	50—60 (50—70 in Fig. 29)
eng vertikal	über 60 (über 70 in Fig. 29).

V. Quarzit in Serizitquarzit. Steinsäge zwischen Balser und Brennerbad, Schieferhülle der Tauern.

Weißer quarzitischer Einlage, Ausgangsmaterial unsicher (Linse?, Gerölle?, Gang?), derzeit zu einer Stengelfalte gefaltet. Dasselbe Stück zeigt in Querschnitten von 1 dm Distanz einerseits noch die Form einer gedrungenen, längsgerieften Falte mit rasch auskeilenden kurzen Schenkeln, andererseits die Form des längsgerieften Stengels (nach b) ohne Schenkel, wie Fig. 31 zeigt. Im betrachteten Bereich kommt dieser von mir oft genug erwähnten Form der Stengelfalte noch die Symmetrieebene (a c) zu. Es ist dies eines der Präparate, auf Grund welcher ich schon 1913 (J. R. A.) die Unterisotropie der Schnitte quer zu der zusammenfallenden Falten- und Stengelachse (b) hervorhob, welche auch schon aus Fig. 31 sogleich hervorgeht. Bei dieser Gelegenheit möchte ich anmerken, daß ich mich dabei (und auch sonst niemals) nicht gegen das Vorhandensein von Scherflächen aus der Zone der b -Achse ausgesprochen habe, welche oft schon makroskopisch deutlich sind. Wenn wir den normal zu s entfallenden Druck in einem Schiefer d nennen, so scheint mir im Falle der Stengelbildung der zum Stengel werdende Bereich seine Einstellung gegenüber d und allen anderen Hauptdrücken und zugeordneten Scherflächen um die Stengelachse rotierend zu ändern. Dies hat für das korrelierte Gefüge dasselbe Ergebnis, wie wenn man die betreffenden Druckrichtungen und ihre zugeordneten Schubspannungen um den festgehaltenen Stengel rotieren oder den Hauptdruck, gleich dem einer Hand, welche den Stengel umschließt und massiert, anordnen würde. Man würde also in solchen gleich Nudeln gewalzten und oft gleich diesen nach b verlängerten (gestreckten) Stengelfalten entweder eine größere Anzahl sich in b schneidender Scherflächen erwarten oder, falls das Gefüge nicht zu reliktscher Regelung neigt, sondern empfindlich und leicht umprägbar ist, die allerletzte ausgelöste Scherfläche. Wie das Diagramm Fig. 31 (453 Pole) ergibt, ist letzteres der Fall. Die Falte ist homogen heteroachs geregelt: Es fällt zwar die Halbierungsebene des in unserem Falle 43° betragenden Winkels zwischen den uns schon bekannten, insular besetzten Quarzgroßkreisen mit (a c) zusammen, nicht aber deren Schnittgerade, die vermutliche letzte Translationsrichtung, mit a . Die Quarzkörner bilden ein ziemlich stark verzahntes Gefüge undulöser Körner, welche als

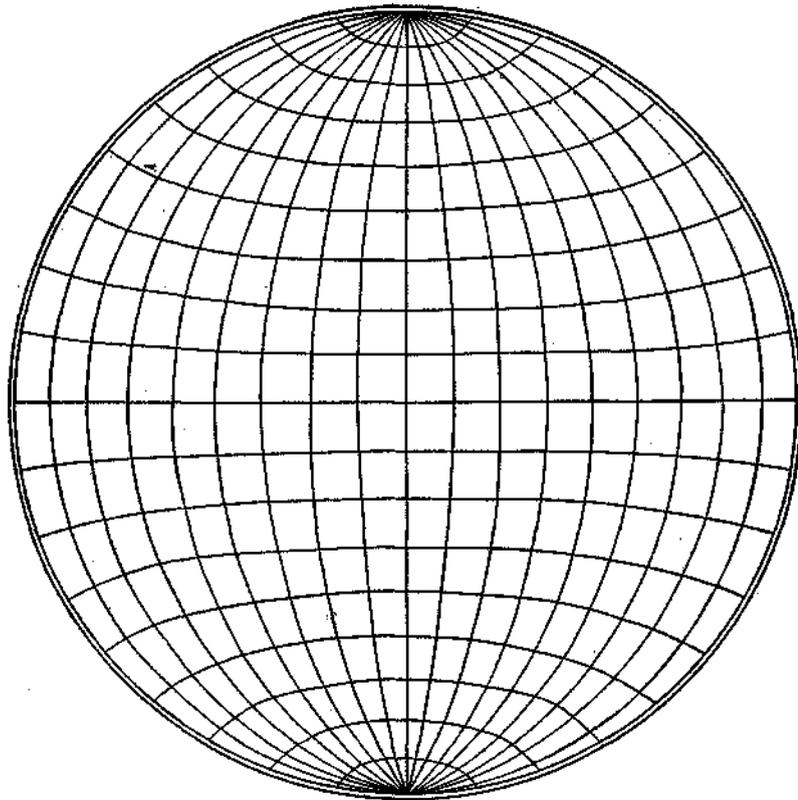


Fig. 30. Flächentreues Gradnetz.

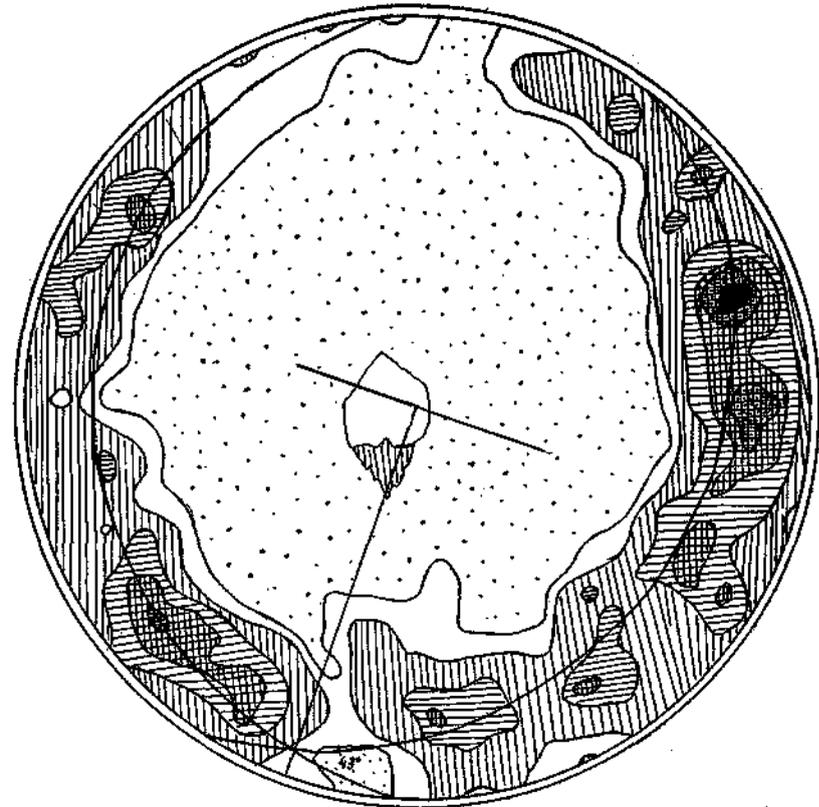


Fig. 31. 453 c Achsen von Quarz.
Stengelfalte von Quarzit, obere Schieferhülle; Brenner.

dicke Plättchen (ohne andere Vorzugsrichtung) um b rotierend angeordnet sind, wobei b in der Plättchenebene liegt. Im Schnitte nach ($a c$) zeigen die Längsachsen der Plättchen gruppenweise rasch wechselnde Richtungen, bisweilen fast wirbelartige Zeichnungen bildend, meines Erachtens ein guter Ausdruck für die früher erörterte Auffassung der Kräfteanordnung. Im Längsschnitt des Stengels fällt dann die größte Kornlänge einhellig mit der Stengelachse zusammen.

Überindividuen im Sinne der allgemeinen Einleitung treten schon ohne U-Tisch im Querschnitt und im Längsschnitt der Falte sogleich hervor. Ebenso dann dadurch, daß sich das Diagramm $\parallel (a c)$ gruppenweise ungleichmäßig besetzt. Bemerkenswert, aber auf Grund des bisherigen Materials nicht sicher deutbar ist der Umstand, daß die Gürtelmaxima ihren Großkreis hin und her torkelnd besetzen; worin sich sowohl Überindividuen als sich ablösende blockierende Scherungen äußern könnten.

Um nun einen weiteren Einblick in den Bau dieses wahrscheinlich aus größeren zerpreßten Quarz „einkristallen“ abzuleitenden geregelten Gefüges aus Überindividuen zu erhalten, wurde der Längsschnitt eingemessen. Dieser Längsschnitt (Fig. 32) verläuft zufällig so, daß die Schnittgerade der Quarzgürtel auf ihm senkrecht steht. Es ist nun im Diagramm gezeigt, wie die Besetzung erfolgt, wenn man (siehe Fig. 32) zeilenweise parallel zur Stengelachse und Längserstreckung der Körner einmißt. Es zeigt sich sofort, daß man damit auch zugleich der Längserstreckung von sehr kornreichen Überindividuen folgt, welche wie die bereits beschriebenen Einzelkörner Platten parallel zur Achse b bilden, und, was ihre Achsenrichtung anlangt, wieder Gruppen von Überindividuen bilden, deren demselben Großkreis angehörige, ja sogar genau gleichgerichtete Glieder sich im Längsschnitt des Stengels rhythmisch wiederholen, wenn man quer zu b geht. Wir erhalten so wieder gleichgerichtete Gruppen von Überindividuen, welche man in ein weiteres Gebilde höherer Ordnung zusammenfassen kann und meines Erachtens einer Scherflächenschar zuordnen darf. So läßt sich ein wenn auch noch vieler Weiterarbeit bedürftiger Einblick in den Mechanismus eines solchen Gefüges anbahnen. Bei dieser Gelegenheit wurde nach einiger Zeit von der Einmessung einzelner Körner auf die direkte Einmessung von viele Körner umfassenden Überindividuen übergegangen und ein eigenes Signal hierfür (kleine Kreise) gesetzt. Hierbei hat sich die Brauchbarkeit dieser Methode dadurch erwiesen, daß sie die bereits auf Fig. 31 durch Einzelkörner erwiesenen Großkreise genau so zutage förderte, wie sie in Längsschnitte erscheinen müssen. Die Besetzung erfolgte zwar mit Überindividuen, aber doch keineswegs so, daß die Maxima etwa auf ein zusammenhängendes Überindividuum höherer Ordnung zurückgehen. Die Maxima werden ganz allmählich durch voneinander entlegene Individuen besetzt.

Die Achsendivergenz betrug bei den aneinander grenzenden Überindividuen im gleichen Maximum 44.5° im Mittel, im verschiedenen Maximum 59° .

Signatur des Diagramms Fig. 31 genau wie Fig. 21 usw. zu Falte III.

VI. Rhät des Tribulaun, hochkristalline Trias der Tribulaundecke.

Hochkristalliner Kalkmarmor mit etwas pigmentiertem ss, welches gebogen und stufig zerschert ist.

Symmetrieebene ($a c$), Mächtigkeit in a nicht konstant. Das Kalzitgefüge ist unversehrt vollkristallin bis auf Scherflächenscharen, deren Spuren man auf ($a c$) wahrnimmt. Eine solche Schar verläuft \parallel ($a b$), eine andere etwas schief zum Achsenkreuz. Die Kalzitlamellen sind im Hauptmaximum in diese letztere Richtung eingestellt, im Nebenmaximum liegen ihre Pole auf einem 50° breiten Großkreisgürtel, welcher die Hauptmaxima enthält und aus Ebene ($a c$) um etwa 20° herausgedreht ist. Ebenso besetzt das Achsendiagramm einen sehr breiten Großkreisgürtel, der mit keiner Ebene des Achsenkreuzes zusammenfällt. Die Falte ist also heteroachs.

Zeichnet man den Pol des Großkreisgürtels der Lamellenpole ein und damit sein Lot, so ist dieses am besten als Schnittgerade von Scherflächen, als „Scherungsachse“, aufzufassen, auf welcher die Scherungsrichtungen (innerhalb der Scherflächen) senkrecht stehen.

Keine der mit der Regelung noch erschließbaren Scherflächenscharen gestattet, die Falte als einfache Gleitbrettfalte abzuleiten.

Auch diese Falte ist von zwei Hauptscherflächenscharen und von anderen Nebenschersflächen überprägt. Wie sich denn überhaupt der Eindruck erneuert, daß bei Kalkgefüge mit der Regelung sich die allerletzten Differentialbewegungen ablesen lassen, nicht die, welche die Entstehung der Falte begleitet haben. Das ist für die tektonische Ausdeutung der geregelten Gefüge festzuhalten. Man könnte auch sagen: Wir sehen mit der Gefügeregel, bzw. mit dem U-Tisch weit mehr echte Cleavage als die Alten. Und da wir die Cleavagen präziser tektonisch deuten, ergibt sich ein bisher unbegehbare Feld für das Studium der letzten tektonischen Eindrücke auf einen Erdrindenteil.

Das Beispiel wird nicht seiner Regelung halber gegeben, welche im Vergleich zu den anderen Fällen weniger deutlich ausgesprochen ist, sondern seiner übrigen Gefügemerkmale wegen.

Größere und kleinere Körner lassen deutlich zwei Ordnungen unterscheiden. Die größeren Körner schwimmen in einem Mosaik der kleineren, welche nach älteren Ansichten zweifellos als „Mörtel“ aufzufassen und der ja (schon durch die intensive Faltung) zweifellos bezeugten Durchbewegung des Stückes zuzuordnen wären. Letzten Endes erscheint auch mir die Zuordnung dieses „Mörtels“ zu einer sehr kräftigen Durchbewegung unabweislich, welche älter, gleich alt oder jünger als der Faltungsakt sein kann. Sie kann etwa dem Hauptmaximum von $-\frac{R}{2}$

entsprechen, welches seinerseits nicht dem Faltungsakt entspricht. Jedenfalls aber liegt diese Mörtelmasse nicht als kataklastischer Mörtel, sondern als vollkommen rupturenfreies typisches Kleinmosaik mit glatten Intergranularen vor. Und es entspricht den Verschiebungslamellen, welche das Hauptmaximum des Diagramms besetzen, nur sehr selten und dann an der Intergranulare zwischen zwei großen Körnern eine der Verschiebung

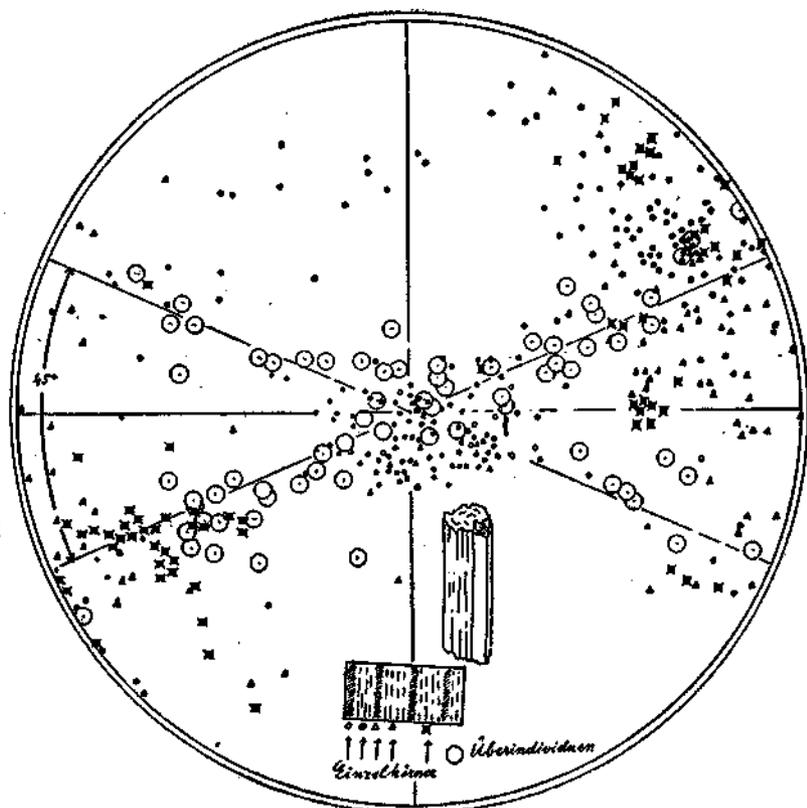


Fig. 32. Überindividuen von Quarz.
Stengelfalte von Quarzit, obere Schieferhülle; Brenner.

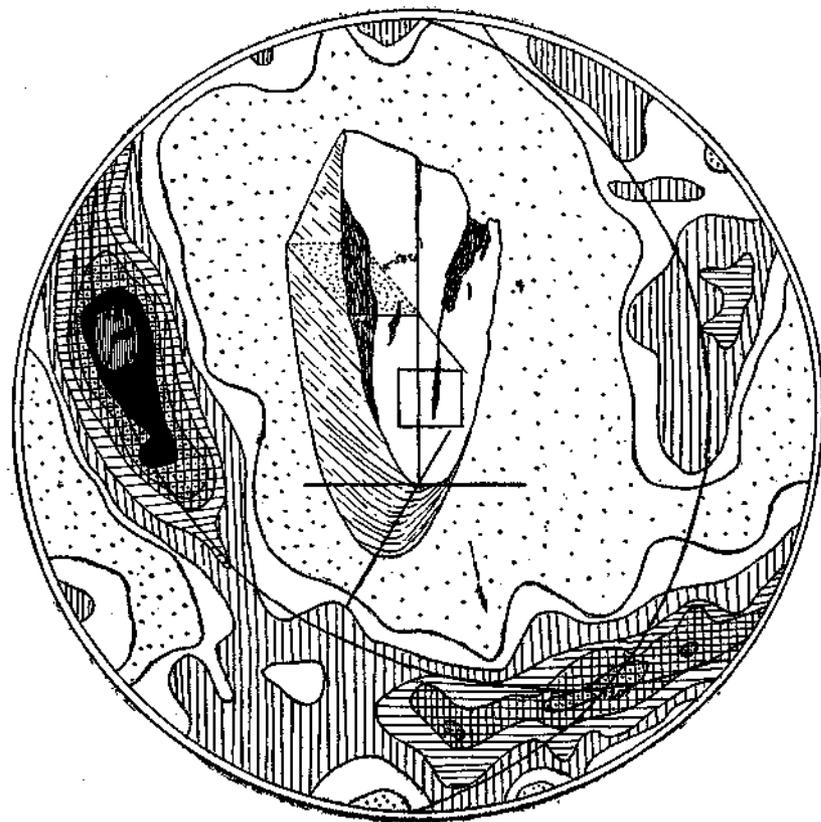


Fig. 33. 455 Quarze.
Quarzit in Quarzphyllit; Mallgröbler N-Grat, Voldertal.

korrelierte stufige Knickung der Korngrenzen. Dabei ist oft im Korn der Verschiebungsbetrag direkt ablesbar, indem eine Lamelle die andere verwirft (blockiert), während ein glatter unstufiger Kornrand quer zur Verschiebung im Korn verläuft. Dies scheint mir auf den parakristallinen Charakter der Deformation hinzuweisen: Sie ist bis auf rupturale Scherflächenscharen von der Kristallisation überholt. Da letztere Scherflächenscharen aber noch im Sinne des Hauptmaximums der Lamellenpole verlaufen, dürfte eben die Kristallisation mit der betreffenden Deformation zeitlich interferieren (parakristalline Deformation zum Hauptmaximum von $-\frac{R}{2}$). Ein Granat als harte Einlagerung erzeugt im Gefüge nicht die leiseste Störung.

Zunächst wurde das vorliegende Präparat benutzt zur Untersuchung, ob unter den sichtbaren Rissen ohne Lamelle vielleicht noch R und nicht nur $-\frac{R}{2}$ vertreten sei.

Hiezu wurde (in 40 Fällen) die Divergenz zwischen c -Achse und Lot auf die Spalt-, bzw. Reißfläche gemessen. Sie war im Mittel 30° , also um 4° durch Meßfehler vom Winkel c : $-\frac{R}{2}$ abweichend.

Unter 13 anderen Fällen ergab der Polkantenwinkel in 11 Fällen $-\frac{R}{2}$, in zwei Fällen R .

Hieraus ergibt sich, daß R so selten sichtbar wird, daß es möglich wäre, beim Mangel von Zwillingslamellen überhaupt die Reißflächen einzumessen und als $-\frac{R}{2}$ zu deuten, da R bei der Korneinspannung im Gestein so geringe Wahrscheinlichkeit des Auftretens besitzt.

Ferner wurde für diesen Schliff die Frage behandelt, ob die einander berührenden „Nachbarkörner“, „N-Körner“ eine andere mittlere Achsendivergenz zeigen als die einander nicht berührenden „O-Körner“.

An sieben Stellen des Schliffes wurden geschlossene Körnergruppen (7–11 Körner) Korn für Korn eingemessen. Dann wurden die Achsendivergenzen für jedes in der betreffenden Gruppe aufstellbare Körnerpaar aus dem Diagramm entnommen und nach steigenden Werten angeordnet. Dann wurden die Achsendivergenzen der N-Körnerpaare von denen der O-Paare übersichtlich unterschieden. Das ergibt eine allerdings noch getrübe Einsicht, ob der direkten Berührung kleinere Achsendivergenzen entsprechen. Um diese Einsicht zu klären und unabhängig vom örtlichen Grade der Gefügeregelung an verschiedenen Stellen des Schliffes zu beurteilen, ob direkter Berührung wirklich kleinere Achsendivergenz entspricht, wie es ja schon bei erster Betrachtung des Schliffes scheinen will und sowohl bei mechanischer Körnerbildung aus größeren Individuen als bei Rekristallisation genetisch wahrscheinlich ist, wurde für jede der sieben untersuchten Stellen des Schliffes eine mittlere Achsendivergenz sämtlicher Körnerpaare ermittelt. Und es wurde sodann fest-

Körnergruppe	Maximale Achsendivergenz		Minimale Achsendivergenz		Unter die mittlere Achsendivergenz aus allen Körnerpaaren der Gruppe fallen		Mittlere Achsendivergenz aus allen Paaren der Gruppe
	N-Körner	O-Körner	N-Körner	O-Körner	in % aller N-Paare der Gruppe	in % aller O-Paare der Gruppe	
8 große Körner (1 Zwilling) bilden mit ihren Polen eine Häufungsstelle innerhalb des Achsenmaximums des Gesamtdiagramms; Angrenzend an	73°	90°	7°	25°	56 % (— 11 ⇒) 45 %		48°
7 große Körner mit gleicher Häufung	74°	75°	10°	15°	73 % (— 40 ⇒) 33 %		45°
Glattes Mosaik kleiner Körner ohne Häufung; keinerlei Druckspuren	90°	83°	25°	26°	53 % (— 13 ⇒) 40 %		60°
10 große und kleine Körner mit sehr deutlicher Häufung im sekundären Maximum	87°	87°	12°	5°	59 % (— 20 ⇒) 39 %		51°
Glattes Mosaik 9 kleiner Körner ohne Druckspuren; sehr deutliche Häufung im sekundären Maximum	88°	82°	8°	10°	43 % (+ 12 ⇒) 55 %		48°
11 große und kleine Körner; deutliche Häufung außerhalb der Maxima	85°	90°	40°	13°	55 % (— 6 ⇒) 49 %		62°
Glattes Mosaik 7 mittelgroßer Körner; mit Häufung außerhalb der Maxima	83°	80°	3°	39°	41 % (— 19 ⇒) 22 %		53°

gestellt, wie viele Prozent der N-Paare und wie viele Prozent der O-Paare eine geringere als diese örtliche mittlere Achsendivergenz zeigen.

Wir ersehen aus der Tabelle, für welche 239 Körnerpaare (106 N-Paare, 133 O-Paare) vermessen wurden:

1. Die maximale Achsendivergenz der Körner einer Gruppe schwankt bei Betrachtung aller Gruppen für N-Körner von 73° bis 90° , für O-Körner von 75° bis 90° ; sie ist im Mittel für N-Körner 86° , für O-Körner 84° .

Es unterscheiden sich also N-Körner und O-Körner in ihrer maximalen Achsendivergenz nicht.

2. Die minimale Achsendivergenz der Körner einer Gruppe schwankt bei Betrachtung aller Gruppen für N-Körner von 3° bis 40° , für O-Körner von 5° bis 39° ; sie ist im Mittel für N-Körner 15° , für O-Körner 17° .

Es unterscheiden sich also N-Körner und O-Körner auch in ihrer minimalen Achsendivergenz nicht.

3. Die mittlere Achsendivergenz der einzelnen Gruppen bei Betrachtung aller Körner schwankt von 45° bis 62° , im Mittel 52° , entspricht also durchaus nicht dem Werte 33° der mittleren Achsendivergenz bei ge-

nauer Regelung der Körner nach $-\frac{R}{2}$, noch dem Werte 45° beim

Fehlen jeder Regelung und ist vielleicht ein Hinweis auf (nichtlamellare) Zwillinge.

4. Man ersieht, daß sich tatsächlich die N-Körner in höherem Prozentsatz an der untermittleren Achsendivergenz der einzelnen Gruppen beteiligen als die Körnerpaare ohne gegenseitige Berührung im Schlift. Der Unterschied der prozentuellen Beteiligung beträgt im Mittel über alle Gruppen 26 d. h.: wenn in einer Gruppe $m\%$ O-Körner untermitteldivergent sind, so ist zu erwarten, daß dies für $(m + 26)\%$ der N-Körner gilt.

VII. Quarzlinse im Innsbrucker Quarzphyllit; Mollgrübler Nordgrat, Voldertal.

Reinweißes Quarzgefüge mit vereinzelt, wenigen Muskowitschüppchen.

In Quarzphyllit eingebettete, aus einem Quarzgang abzuleitende Linse zu einer Falte mit schon ursprünglich ungleich starken, eng geschlossenen Schenkeln gefaltet.

Die Faltenform zeigt nur Symmetrieebene ($a c$) und auch diese nur, wofern man von der in Fig. 33. ersichtlichen kräftigen Riefung schief zu b absieht. Genau genommen ist diese Falte also asymmetrisch in ihrer Form und wie sich ergeben wird, weder homogen geregelt noch homochs in ihrem Gefüge. Ferner wird sie sich als ein vollkommen sicheres Beispiel für vorkristalline Deformation mit überdauernder Rekristallisation erweisen, insoferne es die geradezu schriftgranitische Durchwachsung der Quarze untereinander für sich ausschließt, daß die Falte ihr unversehrtes Gefüge etwa nur idealplastischer Korndeformation verdankt.

In allen Gefügeschnitten lassen sich mit den einleitend erörterten Methoden große Überindividuen nachweisen. Wenngleich in der Schliftfläche vereinzelt Körner außerhalb der Überindividuen auftreten, ist es

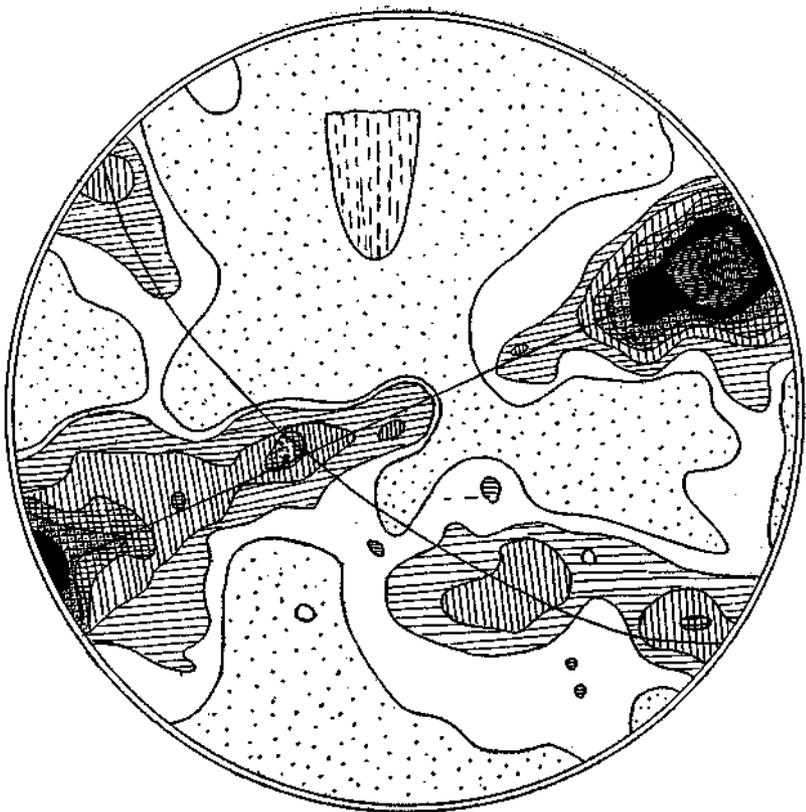


Fig. 34. 410 Quarze, Schnitt \perp Ebene ($a b$), unter 50° zu b .
Quarzit in Quarzphyllit; Mollgrübler N-Grat, Voldertal.

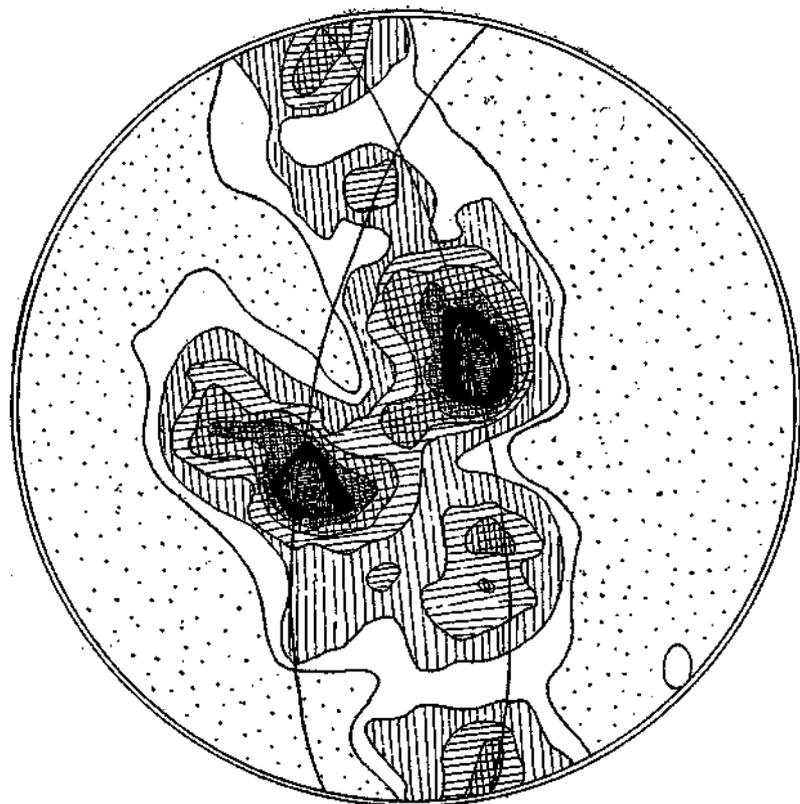


Fig. 35. 416 Quarze, Zeichenebene = ($a b$).
Quarzit in Quarzphyllit; Mollgrübler N-Grat, Voldertal.

naheliegender, dieselben als angeschnittene Einzeläste eines im Gestein hinter der Schlißfläche liegenden Überindividuums aufzufassen und anzunehmen, daß das ganze Gestein lückenlos aus Überindividuen gefügt sei.

Ebenso ist an den Einzelkörnern allenthalben Undulationsstreifung parallel der Hauptachse und Böhmsche Streifung vorhanden. Letztere ist in Schlißen $\parallel (bc)$ zuweilen sehr schön an gänzlich glatte Kornkonturen ohne Stufen grenzend ausgebildet. Daneben erscheinen deutlich und unsehrten Kornkonturen mit rechtwinkligen groben Stufen, welche sich als Böhmsche Streifung ins Korn hinein fortsetzen. Es liegt also nahe, daß im ersten Falle der Blick des Beobachters subparallel zur Translationsrichtung, im zweiten Falle mehr minder quer zu derselben gerichtet ist und daß Translation in der Fläche der Böhmschen Streifung eine gewisse Rolle spielt.

Andererseits liegt hier ein Fall vor, in dem man mit Zerbrechung und Zergleitung großer Gangquarze und deren Rekrystallisation in ein im ganzen nicht mehr kataklastisches Gefüge einander geradezu schrittgranitisch durchwachsender Überindividuen mit Sicherheit rechnen kann. Der Schliß besteht noch jetzt aus diesen letzteren ebenfalls sehr großen Überindividuen, welche einander mit weitverzweigten, ganz unversehrten Ästen durchwachsen und mechanisch nachkristallin in Unterindividuen (Einzelkörner) von fast gleicher Orientierung untereinander zerlegt sind. Trotzdem letztere nur eine maximale Achsendivergenz von 14° aufweisen, zerfallen sie im zufälligen Schnitt, also bei Untersuchung ohne U-Tisch, im allgemeinen in ein weder zusammenfaßbares noch von der Umgebung abgrenzbares Körnermosaik: sie verschwinden als Überindividuen. Die Gestalt und Größe eines solchen Überindividuums (schwarz = Überindividuum 1) aus einem Schliß nach (ab) zeigt Fig. 36. Es besteht schon in einem Schnitt aus sehr vielen Dutzenden von Einzelkörnern mit der maximalen Achsendivergenz 14° , der vermutlichen mittleren Achsendivergenz von 7° . Messen wir sämtliche 1 berührenden 65 Nachbarkörner ein, so ergibt sich eine mittlere Achsendivergenz zwischen 1 und diesen Körnern von 45° . Beseitigt man die stärker herausfallenden Werte, so bleiben 43 Einzelwerte, welche sich wenig von 45° entfernen (und deren Mittel wieder 45° ist). Man sieht also sehr gut, wie sich das Überindividuum 1 reell aus seiner Umgebung hebt.

Ferner schließen sich die Körner der Umgebung untereinander in Überindividuen zusammen. In welcher Weise, das erkennt man, indem dem Schlißbild $\parallel (ab)$ auch das Diagramm $\parallel (ab)$ in übrigens ganz gleicher Orientierung in der Zeichenebene beigegeben ist (Fig. 36 und 37) und beide aufeinander bezogen sind.

Wir stellen nun noch das statistische Diagramm dieses Schnittes (ab) wieder in der gleichen Orientierung in der Zeichenebene daneben (Fig. 35; 416 Körner). Dieses Diagramm zeigt die uns bereits bekannte Quarzgefüge-regel mit den zwei sich unter 43° schneidenden überbesetzten Großkreisgürteln. Ihre ungleichmäßige insulare Besetzung, die wir stets begegneten, ist in diesem Falle so drastisch, daß sie die Erfassung der Großkreise erschwert, ja hindern könnte, wenn nicht unsere bisherigen Erfahrungen und andere später zu bringende Hinweise aus diesem Gesteine vorlägen. Im vorliegenden Falle nun ergibt sich eine sichere

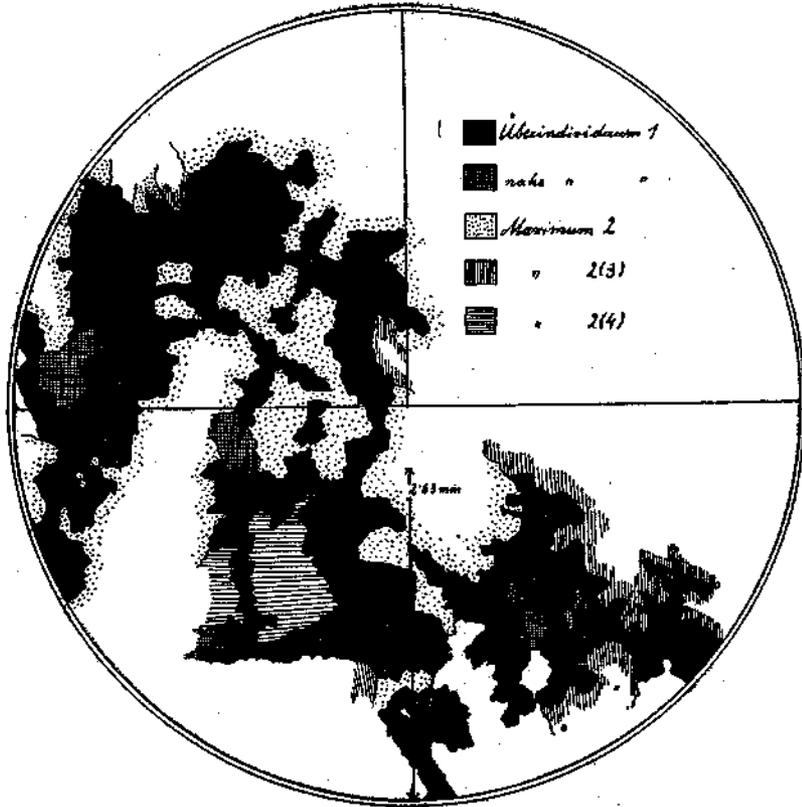


Fig. 36. Quarze in Schnitt ($\alpha \beta$).
 Quarzit in Quarzphyllit; Mollgrübler N-Grat, Voldertal.
 Vgl. Fig. 37.

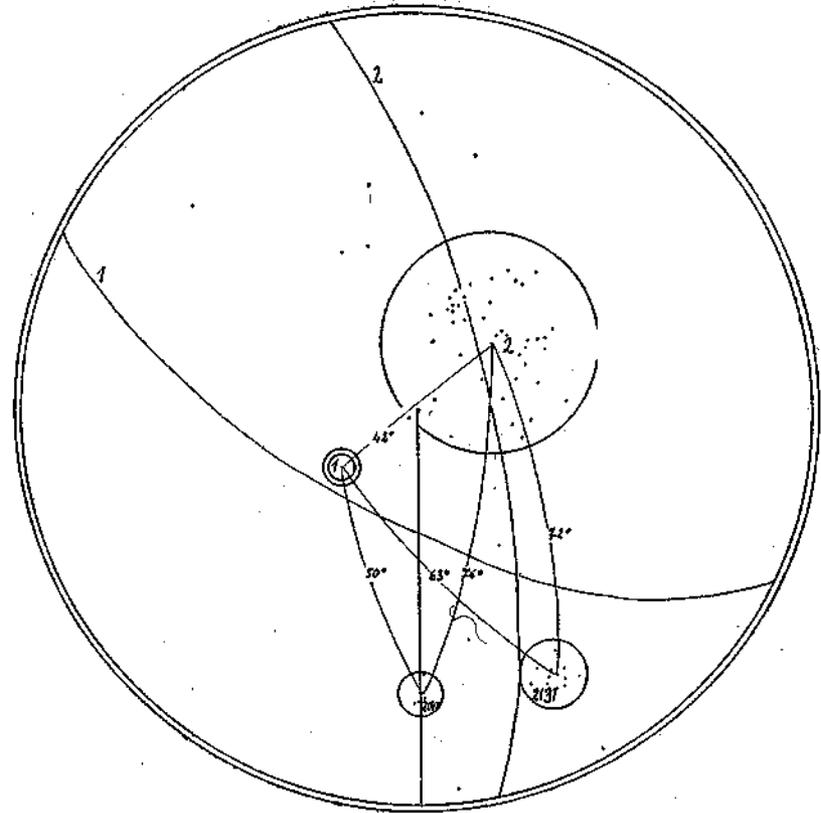


Fig. 37. Dasselbe Quarz-Überindividuum und seine Nachbarn; c-Achsen.
 Quarzit in Quarzphyllit; Mollgrübler N-Grat, Voldertal.

Erklärung der insularen Besetzung, welche ich ohne weitere Arbeit nicht auf alle Fälle insularer Besetzung ausdehne.

Wir sehen nämlich durch den Vergleich der Figuren 35, 36, 37, daß die insularen Nebenmaxima nichts anderes bezeugen, als daß im betrachteten Schlicke von immerhin 416 Körnern die Überindividuen 1 und 2 vorwalten. Es geht also die insulare Besetzung hier (und sicher noch in anderen, möglicherweise in allen Fällen) darauf zurück, daß sich im betrachteten Bereich Überindividuen noch als Inhomogenitäten des Gefüges bemerkbar machen. In solchen Fällen muß der insulare Charakter der Gürtelbesetzung, welcher, wie wir sehen, sogar die Erfassung der Regel (das zichtige Einlegen der Großkreise) behindern kann, zurücktreten und endlich verschwinden, wenn wir den eingemessenen Bereich des Gefüges genügend vergrößern. Und wir müssen bei ungleichmäßiger Besetzung der Gürtel stets an die Möglichkeit der erörterten Inhomogenität denken und die eingemessene Körnerzahl (den untersuchten Bereich) vergrößern, wenn unsere Fragen und Erklärungen von solchen nach ihrer Erfassung übrigens nicht mehr sehr schädlichen Inhomogenitäten durch Gefügeelemente höherer Ordnung berührt werden könnten. Andererseits ist es oft gerade sehr willkommen, daß das statistische Diagramm, besonders wenn mit Beachtung des Besetzungsvorganges gewonnen, auch die Gefügeelemente höherer Ordnung als Inseln zum Ausdruck bringt, gerade wenn wir die eingemessene Körnerzahl nicht sogleich blindlings, sondern allmählich in statistisch auszumessenden Teildiagrammen erhöhen.

In einem Schnitte normal zu (ab) , aber unter 50° zu b geneigt, bezeichnen unversehrte Muskovite haarscharf die Richtung von s_1 in der Falte, welches mit s_1 des Quarzphyllits außerhalb der Falte übereinstimmt. Dieses s_1 wird von s_2 unter etwa 45° gekreuzt, in welchem die kristallographischen Achsen und die Längsachsen der Quarze liegen. Da nun s_1 in keiner Weise von s_2 gestört wird, so kann letzteres keine Gleitfläche jünger als s_1 sein und auch keine Gleitfläche älter als das dem Phyllit- s und der Plättungsebene der Falte entsprechende s_1 . Es kann s_2 überhaupt keine Gleitfläche sein und es entspricht vollkommen unserem Einblick in die Bedeutung der Quarzgürtel und ihrer Schnittgeraden, daß wir auch auf diesem Wege sehen: weder die Längsachsen noch die c -Achsen der Quarze sind in eine Scherfläche des Gesteins eingeregelt, bzw. die Großkreisgürtel der Quarzmaxima sind keine Scherflächen.

Wir betrachten nun weitere U-Tisch-Diagramme. Im Schnitte (ac) (Fig. 33, 455 Körner) wurde zunächst durch Teildiagramme festgestellt, daß die Falte in Hinsicht auf die Faltenbögen (nicht aber wie wir bereits sahen in Hinsicht auf Überindividuen in kleinen Bereichen) homogen geregelt ist. Es ist ferner sehr gut ersichtlich, daß die Großkreisgürtel auftreten und sich unter 60° schneiden. Ferner ist der heteroachse Charakter der Falte ersichtlich, indem die Schnittgerade mit keiner Achse der Falte zusammenfällt und auch in keiner Hauptebene des Achsenkreuzes liegt.

Die einleitend erörterte konstruktive Rotation (breitschraffiert in Fig. 39) der Maxima von (ac) um Achse a im Betrage von 90° [= Winkel $(ac)/(ab)$] führt zur Deckung mit dem von uns bereits

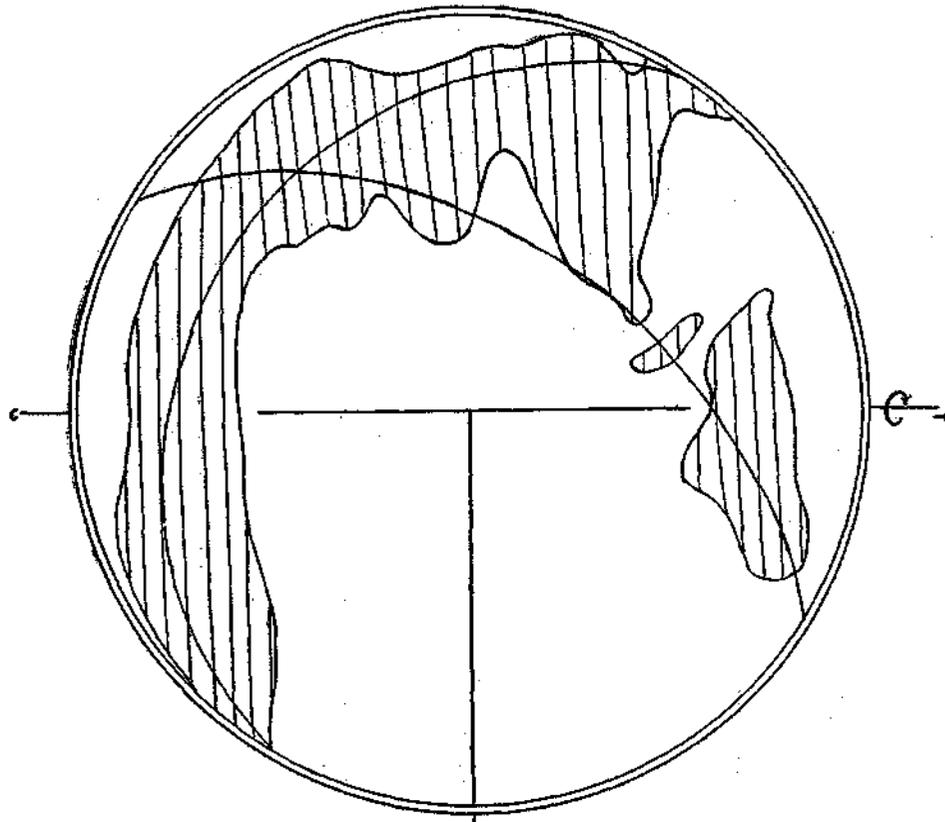


Fig. 38. Quarz. Konstruktive Rotation der Maxima von Fig. 33 um Achse c (50°).

Die konstruktive Rotation der Maxima von $(a c)$ mit ihren Großkreisen um c im Betrage von 50° ($= \sphericalangle$ Schnitt 34 zu $a c$) erzeugt keine Überführung von $(a c)$ in Schnitt 34. Schnitt 34 liegt also außerhalb des homogenen Bereiches dem Schliff Fig. 33 entnommen ist.

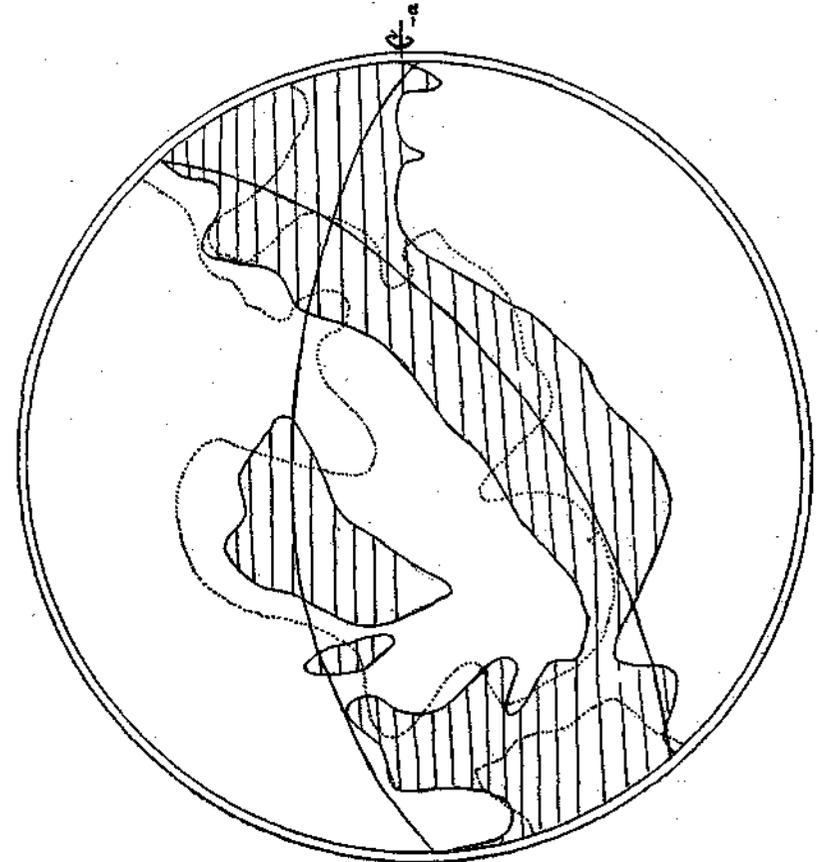


Fig. 39. Quarz. Konstruktive Rotation der Maxima von Fig. 33 um Achse a (90°).

Die konstruktive Rotation der Maxima von $(a c)$ mit ihren Großkreisen um a im Betrage von 90° ($= \sphericalangle$ $(a c)$ zu $(a b)$) führt zur Deckung und dem direkt gemessenen Maximum von $(a b)$; die Schiffe $(a b)$ und $(a c)$ sind beide demselben homogenen geregelten Bereiche entnommen.

betrachteten, direkt gemessenen Maximum von (*ab*) (Punktlinie in Fig. 39, bzw. Fig. 35). Die Schliffe (*ab*) und (*ac*) sind tatsächlich einander unmittelbar benachbart, einem Gefügebereiche von ganz gleichartiger Regelung entnommen, dessen homogene Regelung durch unseren Versuch ebenso nachgewiesen ist wie die Richtigkeit der Einmessungen beider Diagramme durch gegenseitige Prüfung.

Betrachten wir nun noch den Schnitt \perp auf (*ab*), aber unter 50° zu *b* geneigt (Fig. 34, 410 Körner). Wir erhalten die bekannten Gürtelmaxima mit 63° und einer ebenfalls schief zum Achsenkreuz verlaufenden Schnittgeraden.

Die Stelle, an welcher dieser Schnitt genommen wurde, ist einige Zentimeter von der Stelle der Schliffe (*ac*) und (*ab*) entfernt. Die konstruktive Rotation der Maxima von (*ac*) um *a* im Betrage von 50° [= \sphericalangle unseres Schnittes zu (*ac*)] (siehe Fig. 38, breitschraffiertes Feld) erzeugt, wie der Vergleich von Fig. 38 und Fig. 34 sofort zeigt, keine Überführung des Diagrammes für unseren Schnitt (Fig. 34) in das Diagramm für (*ac*). Der Bereich, aus welchem unser Schnitt genommen ist, hat also eine generell gleiche, aber andersorientierte heteroachse Regelung als der zuerst betrachtete.

Wir haben damit eine Falte kennen gelernt, deren örtlich verschieden orientierte Regelung nicht der Erzeugung der Faltenform durch einschärige Scherung zuordenbar ist, sondern meines Erachtens entscheidend von der Orientierung der beim Faltungsakte deformierten größeren Gangquarze abhängt.

Auf 1% der Halbkugel entfallen von 1000 Polen:

	Fig. 33	Fig. 34	Fig. 35
weit punktiert	0— 5	0— 5	0— 5
weiß	5— 10	5—10	5—10
weit vertikal	10— 20	10—20	10—20
weit horizontal	20— 30	20—30	20—30
weit quadriert	30— 40	30—40	30—40
quadriert-punktiert	40— 60	40—50	40—50
schwarz	60— 80	50—70	50—60
eng vertikal	80—100	über 90	60—70
eng horizontal	—	70—90	70—80

Die vielen hier noch außeracht gebliebenen möglichen Bezugnahmen auf Folge II dieser Versuche sollen erst in einer weiteren Folge bearbeitet werden.

Innsbruck, Ende Mai 1926.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	323
Allgemeines zur Beschreibung von Faltenformen	327
nderung von Vorzeichnungen und geologischen Formtypen durch Gesteinstranslation (Umscherung)	331
Geometrische Erörterungen zur Umscherung von Vorzeichnungen (O. Schmidegg)	332
Untersuchungsmethoden	349
I. Untersuchung im schiefauffallenden Licht	349
II. Ältere Methoden, geregelte Gefüge nachzuweisen	450
III. Zur U-Tisch-Methode	351
Korrigierte Skalen	353
Flächenpol- oder Lamellendiagramme	354
Zwillinge	356
Teildiagramme	357
Körnerzahl, konstruktive Rotation der Diagramme	358
Einzelkorn und Nachbarn; Überindividuen; mittlere Lagendivergenz der Körner	359
Bestimmung der mittleren Achsendivergenz und Lotdivergenz für die Regel — $\frac{R}{2}$ s bei Kalzit (O. Schmidegg)	361
Allgemeine Aussichten der U-Tisch-Methode	364
Einzelne Beispiele	366
I. Tuxer Marmor	366
II. Marmor im Innsbrucker Quarzphyllit	373
III. Marmor und Quarzit im Innsbrucker Quarzphyllit	379
IV. Phyllitgneis des „Altkristallin“	384
V. Quarzit in Sérizitquarzit; Schieferhülle	391
VI. Rhät des Tribulaun	394
VII. Quarzlinse im Innsbrucker Quarzphyllit	398

Verzeichnis einiger allgemeiner Begriffe (siehe auch Inhalt).

Achsendivergente Falten	328
Achsenkreuz der Faltenform	328
Analyse einer Falte (Vorgang)	366, 367
Bereiche einfacher Umscherung	329, 330
Besetzungsvorgang der Diagramme	357, 359, 393, 400, 402
Blockierte Gleitflächen	350, 376, 393, 396
Dichte und undichte s-Flächen	367
Einfach geregelte und mehrfach geregelte Gefüge	327, 383
Entmischung, tektonische, im Kleingefüge	368, 383
Fädenporen	349, 371, 376
Faltenlappen	373, 375
Faltung durch Biegung und Gleitung	314
Festigkeitsprüfung und U-Tisch-Analyse	324
„Gefaltete Falte“ durch Umscherung	379—381
Gefügeachsen	384
Gefügegenossen, Einfluß derselben auf die Regelung	320, 383
Gitteraggregat, geregeltes	365, 393

	Seite
Gleithrettfalte	325, 331, 344, 384
Homoochse und heteroochse Falten	384, 387, 394, 398, 402
Homogen geregelt und inhomogen geregelt	327, 398, 402, 404
Insulare Besetzung der Maxima durch Überindividuen 400, 402
Intergranularen	349, 371, 374, 385
Krumme Scherflächen	370, 372
Lösungsplastizität 374
Mikrotektonik 325
N-Körner und O-Körner, Achsendivergenz 396, 397
Orientierung der Schlitze 326
Plättungsebene 373
Plastische Korndeformation und Rekristallisation 374, 376
„Quarz in Kalzit“-Gefüge, Aussehen und Regelung 383, 385, 389
Regelung, passive, der Kalzitgefüge	369, 372, 374, 381, 386, 387
Regelung, reliktsche 383
Riefung 368, 398
Scherfläche des Gefüges = Rotationsscherfläche + Translationsscherfläche (der Körner) 369
Scherungsachse 391, 394
Selektive Deformation 369
Stengelfalte, Aussehen, Mechanismus 391
Stufung der Intergranularen 396, 400
Suturen 368
Symmetrie der Falten 328, 335 ff., 398
Tektonische Richtungen 328, 329, 330
Überindividuen	393, 398, 400, 401, 402
Umregelung 372, 381
Umscherung 331
Umscherung durch einfache Schiebung (Gerade, Ebene, Falte) 332 ff.
Umscherung und Umfaltung; Unterschiede, Mischtypen 329
Vorzeichnung mit und ohne mechanisches Korrelat 329, 331, 332
Zweigürtelregel der Quarzgefüge	382, 383, 400, 402

Gefügesymmetrie und Tektonik.

Von Dr. Walter Schmidt, Leoben.

(Mit 19 Diagrammen.)

Die folgende Arbeit bildet die Fortsetzung einer Untersuchung, die ich als „Gefügestatistik“ in Tschermaks Mitteilungen, Bd. 38, S. 392, niedergelegt habe. Es handelt sich um die Frage der „Regelung“ eines Gesteingefüges, um die Frage, welche Lagen Mineralien in einem Gesteinkörper bevorzugen und wie diese Vorliebe für Sonderlagen durch die Geschichte des Gesteins erklärbar ist. In unserem besonderen Falle dreht es sich um die Regelung des Quarzes im Gestein, also um eine scharfe Erfassung der „Trener-Sanderschen Regel“.

Während im oben genannten Werke besonders die methodische Seite des Verfahrens hervorgehoben ist, soll hier hauptsächlich die Bedeutung der Ergebnisse für die Tektonik hervorgehoben werden. Daß die dritte mögliche Betrachtungsweise, die Auswertung der Ergebnisse für Feinbaufragen der untersuchten Mineralien, noch mit Zurückhaltung behandelt wird, hat seine Ursache in der Erkenntnis, daß die Erfahrungen wohl noch zu wenig umfangreich sind, um alle Möglichkeiten zu erschöpfen.

Die Regelungen, die im folgenden besprochen sind, sind „passive“ Regelungen im Sinne Sanders, solche, die bei einer nachträglichen Umformung des Gesteins entstanden sind, nicht „aktive“, die irgend-einem gerichteten Einflusse bei der ersten Entstehung des Gesteins entsprechen.

Die Wurzel der Übertragbarkeit der Ergebnisse der Gefügeforschung auf Schlüsse, die Tektonik betreffend, liegt im Satze Sanders von der Korrelation zwischen Gefüge und Tektonik. Das Gefüge, das im Laufe einer geologischen Geschichte an einer bestimmten Gesteinstelle entsteht, ist bedingt — außer von vorher schon vorhandenem Gefüge von Temperatur und Gemeindruck — insbesondere von der Verlagerung der dieser Stelle unmittelbar benachbarten Gesteinsteile gegen diese selbst. Soweit man nun die erste Möglichkeit ausschalten kann (Abbildung), ist unter den übrigen Größen diese Verlagerung die einzige gerichtete; in gerichteter Regelung kann sich also nur die Verlagerung aussprechen. (Verlagerung hier zunächst ganz allgemein betrachtet, so daß auch ein nicht allseitiger Beanspruchungszustand als Ergebnis eines Verlagerungsvorganges mitangesehen wird.)

Es erwächst der Satz der Korrelation weiter aus der Erkenntnis, daß in weiten tektonischen Bereichen die Bewegungsvorgänge Differentialbewegungen sind, wo der Weg, den ein Gesteinkörper gegen seinen

tiefsten Untergrund zurücklegt, die Summe einer unendlichen Anzahl von Teilbewegungen darstellt, die sich im Gebirge dazwischen abspielen wie beim Fließen eines Stromes.

Das, was wir also oben als Verlagerungen beschrieben haben, ist nichts anderes als die Differentiale, aus denen sich eine tektonische Großbewegung als Integrale aufbaut.

Es lehrt aber die Erfahrung, daß weitgehend — und abweichende Fälle sind wohl als solche erkennbar — diese Differentiale der Bewegung innerhalb derselben tektonischen Einheit gleichgerichtet und gleichsinnig sind mit denen der Großbewegung, diese ist also nicht ein Integral von Teilgrößen verschiedener Richtung oder gar Vorzeichen (wohl aber kann die Größe der Differentiale gesetzmäßig schwanken, Gleitbretterbildung). Dies setzt uns in die Lage, aus dem Ergebnis der Untersuchung eines Schriffes auf Richtung und Sinn der Großtektonik Schlüsse zu ziehen.

Es ist also Grundbedingung, daß die tektonische Bewegung eine gleichsinnige Differentialbewegung ist.

Ebenso unerlässlich ist es, daß diese Methode orientierte Schriffe erfordert, um den Schritt aus dem Gefügebild zur Natur zurückmachen zu können.

Die für unsere folgenden Untersuchungen wesentlichen Begriffe der Gefügeregelung — hier Richtungsregelung — und Gefügesymmetrie, ergeben sich vielleicht am besten aus der den Bildern zugrunde liegenden Darstellungsart auf der „Lagenkugel“.

Denkt man sich das zu untersuchende Gesteinstück im Mittelpunkte einer Kugel, denkt man ferner die Richtungen, deren räumliche Anordnungen man untersuchen will — also hier die optischen Achsen von Quarz oder die Normalen auf die Glimmerspaltflächen — durch den Mittelpunkt der Kugel gelegt, so schneidet jede dieser die Kugeloberfläche in zwei Punkten, die die Symbole dieser Richtung darstellen (Ober- und Unterhälfte der Kugel sind also jeweils gegengleich).

Ist jede Lage für das betreffende Mineral gleich wahrscheinlich, so wird die Kugel regellos mit solchen Durchstoßpunkten bestreut sein; sind besondere Lagen wahrscheinlicher (ist also „Regelung“ vorhanden), so wird in der Umgebung dieser Stellen die Punktbesetzung dichter erscheinen als an anderen. Es kommt also darauf an, solche Flächenbesetzungen statistisch zu ermitteln.

Untersuchung sowie Darstellung verlangen es, daß man nicht an der Kugel, sondern auf ihrer Darstellung in der Ebene arbeitet.

Die Bildebene ist jeweils die Ebene des Schriffes.

Zur ebenen Darstellung einer solchen Lagenkugel hat man alle die Freiheiten, deren sich auch die Geographie zur Darstellung der Erdkugel auf der Ebene bedienen kann. Für unseren Fall ist die flächentreue Azimutalprojektion die gegebene (vgl. z. B. Zöppritz, Bludau Leitfaden der Kartenentwurfslehre). Eine flächentreue Projektion muß gewählt werden, weil es darauf ankommt, die Besetzungsdichte der Flächeneinheit der Kugel mit Punkten festzustellen; ich kann dann diese Feststellung auf der Karte genau so vornehmen, da in diesem Entwurfe

eben der Flächeninhalt des Bildes einer Fläche gegenüber ihrem Inhalte auf der Kugel maßstabrichtig gleich dargestellt wird, wenn auch die Gestalt verzerrt erscheint. Daß eine azimutale Projektion gewählt wurde, ist sehr naheliegend, da die Vermessung der Schiffe im Universalstisch die Lagen der Richtungen in Kugelkoordinaten, Länge und Breite angibt und bei dieser Darstellung wenigstens die Länge unverzerrt dargestellt wird.

Es sind also die folgenden Bilder nicht als stereographische Projektionen aufzufassen, die in der Mineralogie üblich sind und mit unserer Darstellung äußerliche Ähnlichkeiten aufweisen, da auch sie azimutal sind. (Zum Erfassen der Darstellung diene folgendes: Denkt man sich den Mittelpunkt als Pol, so folgen die Breitenkreise von etwa 10° Unterschied in nach außen langsam abnehmendem Maßstabe. Bei der stereographischen Projektion dagegen nimmt der Abstand der Breitenkreise nach außen bis auf das Doppelte zu.)

Für unsere Zwecke ist die stereographische Projektion eben unwendbar, da dieselbe Fläche auf ihr viermal so groß dargestellt wird, wenn sie am Rande zur Darstellung kommt als in der Mitte des Bildes.

Es sei darauf hingewiesen, daß diese flächentreue Projektion überall dort sich empfiehlt, wo es auf solche statistische Erfassung von Richtungshäufigkeiten ankommt, z. B. zur Darstellung von Kluftsystemen usw.

Die Darstellung ist so gewählt, daß die Bilder als Einblick in Hohlkugeln gedacht sind. Dabei sind sie so angeordnet, daß die Spur der Schieferung als Horizontale durch den Mittelpunkt verläuft — es wurde immer mit Schlifften senkrecht zur Schieferung gearbeitet —, daß die Hangendseite des Stückes im Bilde oben liegt. Die Weltgegenden, die den Bildern beiderseits zugefügt sind, geben das Streichen des Schliffes an.

Die Methode der Vermessung ist in Tschermaks Mitteilungen, Bd. 38, ausführlich behandelt. Kurz ist der Gang der Untersuchung folgender: Das Universalmikroskop gestattet die Einstellung jedes Quarzkornes mit seiner Achse oder der darauf senkrechten Ebene eindeutig in die Mikroskopachse, die Teilkreise des Tisches geben dann nach Länge und Breite die Verdrehung an, welche ich hiezu dem Schlifffe erteilen mußte. Mit diesen Angaben kann ich den einen Durchstoßpunkt der Achse in mein Bild eintragen. Es kommt nun darauf an, möglichst viele derartige Eintragungen zu machen, wobei ich die Richtung des Schliffes gegen den 0-Meridian meiner Längenmessung — Index des Längenkreises — nicht ändern darf (Parallelführung des Schliffes).

Dieser Polplan wird dann statistisch ausgewertet, indem man an entsprechend vielen Punkten durch Auflegen eines Kreises, dessen Fläche 2% der Halbkugelfläche ausmacht, die Punktzahl bestimmt, die in diese Fläche fallen (die Ausmessung mit 1% der Fläche, die ich früher verwendete, macht den Eindruck zu großer Genauigkeit). Diese Zählungen, umgerechnet auf 1% und auf Promille der vermessenen Punkte, gibt dann für verschiedene Untersuchungen vergleichbare Dichten, die als Dichtepläne dargestellt wurden, indem man Flächen umgrenzte, deren Dichte sich innerhalb festgesetzter Grenzen hielt: 0—5, 5—10, 10—20, 20—30, 30—40 und über 40% auf 1% der Halbkugelfläche. Die

Grenzlinie der Felder 5—10 und 10—20 ist damit die Grenze der unterbesetzten und überbesetzten Gebiete.

Der erste Eindruck, den man von den Bildern erhält, ist wohl der, daß gewisse Lagen immer bevorzugt sind, daß also immer Regelung vorhanden ist, daß diese aber bei durchgearbeiteten Gesteinen besonders ausgesprochen erscheint (über Aktivregelungen sind Arbeiten der Schule Sanders in Aussicht).

Die zweite Erfahrung ist die, daß unsere Bilder gewisse Symmetrieeigenschaften erkennen lassen. Durch die meisten lassen sich ähnliche Symmetrieelemente legen, die wir aus der Kristallographie kennen, Drehachsen, Symmetrieebenen, ein Symmetriezentrum ist an und für sich immer vorhanden, da die optischen Achsen nicht polar sind.

Dies führt zum Begriffe der Gefügesymmetrie, daß in einem Gesteine verschiedene Richtungen nicht bloß ungleichwertig sein können, wie die Tatsache der Regelung ausspricht, sondern daß es auch gleichwertige gibt, die sich nach den Regeln der geometrischen Symmetrie anordnen.

Es ist der Begriff der Gefügesymmetrie in der Gesteinwelt schon verschiedentlich behandelt worden, so bei Sander, „Zur petrographisch-tektonischen Analyse“, Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Wien 1923, S. 206, Becke, „Struktur und Klüftung“, Fortschritte der Mineralogie usw. 1924, S. 212, Schmidt, „Bewegungsspuren in Porphyroblastem krist. Schiefer“, Sitzber. Akad. d. Wiss., Wien 1918, S. 297, „Gesteinumformung“, S. 52. Zum gleichen Begriffe der Gefügesymmetrie haben auch die Untersuchungen der Metallographen geführt, die mit dem Mittel der Röntgenuntersuchung sowohl aktive als passive Regelungen an Metallen erforschten. Es hat hier insbesondere Weißenberg, „Zur Systematik und Theorie von Wachstums- und Deformationsstrukturen“, Zeitschrift für Kristallographie 61, 58, durch Ableitung sämtliche Fälle aufgestellt, in welchen bei kristallinen Gefügen Symmetrieelemente zusammentreten können.

Zur Beurteilung der Symmetrie unserer Bilder sei noch folgendes bemerkt: Die Regelung des Gesteins ergibt eine gewisse Besetzung der Lagenkugel, die immer gleich erscheinen soll, gleichgültig, an welchem Schliff dieses Gesteins ich die Vermessung vornehme. Das ebene Bild dieser Lagenkugel wird aber durchaus verschieden aussehen, je nach der Wahl der Bildebene, also der Schliffbene. Auch wenn die Verteilung auf der Lagenkugel symmetrisch ist, so kann doch das ebene Bild unsymmetrisch aussehen; es wird nur dann selbst symmetrisch erscheinen, wenn die Bildebene senkrecht zu einem Symmetrieelement der Lagenkugel steht. Daß bei den folgenden Untersuchungen meistens auch die Bilder selbst symmetrisch erscheinen, hat also einen besonderen, später weiter zu erörternden Grund.

Aus der unveränderlichen Gegebenheit der Verteilung auf der Lagenkugel ergibt es sich aber, daß man immer, wenn die Projektion auf eine Ebene gegeben ist, konstruktiv das Bild ermitteln kann, welches die Kugel auf einer anderen, gegen die erste verdrehte Ebene erzeugen würde. Solche „Verdrehungen“, wenigstens um Achsen, die durch den

Grundkreis gehen, lassen sich sogar sehr leicht durchführen, wenn man sich eines vollständigen transversalen Gradnetzes in flächentreuer Darstellung bedient, ähnlich wie das Wulffsche Netz der stereographischen Projektion. Dies ist ein Gradnetz mit Meridianen und Parallelkreisen, bei dem die Pole im Grundkreise liegen (Tschermaks Mitteilungen, Bd. 38, S. 396, Fig. 1). Legt man das Netz so über das Bild, daß die Pole auf die beabsichtigte Drehachse fallen, so geben die Parallelkreise die Bahnen, auf denen die Punkte des Bildes bei der Verdrehung wandern; man kann also das Bild Punkt für Punkt um eine gewünschte Anzahl Grade „hinüberschieben“. Hat man also ein unsymmetrisches Bild erhalten, so kommt es darauf an, zu beurteilen, ob es nicht durch eine solche Verdrehung zu einem symmetrischen zu gestalten ist (vgl. S. 417, Fig. 2).

Untersuchen wir nun, welche Grade der Symmetrie in unseren Gefügen vertreten sind.

Nicht in unseren Bildern vertreten und auch sehr selten ist vollkommenes Fehlen der Symmetrie der Kugelbesetzung eben mit Ausnahme des immer vorhandenen Symmetriezentrums. Wir können diesen Symmetriegrad als triklone Symmetrie nach der ganz ähnlichen Ordnung der Holoedrie des gleichbenannten Kristallsystems bezeichnen.

Die zweite Möglichkeit, die gefunden wurde, ist ein Gefüge, das eine einzige Symmetrieebene aufweist, die ausnahmslos senkrecht zur Schieferung steht. Dies ergibt zusammen mit dem immer vorhandenen Symmetriezentrum eine in der Schieferungsebene liegende zweizählige Drehachse. Der Ordnungsgrad ist also ganz ähnlich wie der des monoklinen Kristallsystems, weshalb auch dieses Gefüge als monoklines Gefüge geführt werden soll. Ist die Bildebene so gewählt, daß sie auf der Symmetrieebene senkrecht steht, so ist auch das Bild spiegelgleich nach dem Durchmesser, als der die Spur der Spiegelebene mit der Kugel erscheint. Ist dagegen die Bildebene die Spiegelebene selbst, so muß die Verteilung die auf Bildmitte senkrecht stehende zweizählige Drehachse deutlich erkennen lassen.

Weit häufiger sehen wir in solchen Gefügebildern noch höhere Ordnung, wir sehen nicht bloß eine, sondern drei Spiegelebenen, die aufeinander senkrecht stehen, eine davon ist die Schieferungsfläche. Damit werden auch die Schnittgeraden dieser Ebenen zu drei zweizähligen Drehachsen. Wir nennen diese Ordnung im Anschluß an das betreffende Kristallsystem rhombische Gefügesymmetrie.

Höhere Symmetrie wurde bisher bei den untersuchten Gesteinen nicht gefunden.

Nach der Systematik Weißenbergs würde unsere monokline Gefügesymmetrie ein Einzelfall seiner Pyramidenklasse für $n = 2$ sein, unsere rhombische einer seiner geradezähligen Doppelpyramidenklasse für $n = 2$.

Nun sei diesen Symmetrieeigenschaften des Kleingefüges zur Seite gestellt die im Großgefüge, im Handstück, im Aufschluß immer erkennbare Grobsymmetrie.

Gehen wir diesmal im Grade der Symmetrie vom höheren zum tieferen. Im einfachsten, dafür aber durchaus nicht häufigen Falle sehen wir im Gestein eine einzige Ebene ausgezeichnet, die Schieferungsebene; senkrecht zu ihr steht eine unendlichzählige Drehachse, jede durch sie

gelegte Ebene ist eine weitere Spiegelebene, jede Gerade in der Schieferung ist damit auch zweizählige Drehachse, die Symmetrie würde der Doppelkegelklasse Weißenbergs angehören.

Weit häufiger ist aber ein anderes Grobgefüge, dadurch ausgezeichnet, daß wohl noch immer die Schieferungsebene ausgezeichnete Ebene ist, in ihr ist aber eine Gerade ausgezeichnet als in die Augen fallende Striemung. (Ich möchte den häufigen Ausdruck Streckung hiefür vermeiden sehen, da dieses Wort meist auch Vorstellungen über Kornform, sogar über Bewegungsvorgänge unterlegt, was in der Regel erst gesondert zu untersuchen ist.)

Noch immer ist die Schieferungsebene Spiegelebene des Grobgefüges, aber man kann auf ihr nicht mehr eine unendlichzählige Drehachse senkrecht errichten, die Striemung verwehrt dies, wohl aber eine zweizählige. Von den unendlich vielen zweizähligen Drehachsen, die früher in der Schieferungsfläche lagen, bleiben nur zwei noch möglich, die Richtung der Striemung und die senkrechte darauf. Sämtliche drei Ebenen, die wir durch je ein Paar dieser Achsen legen können, sind Spiegelebenen des Grobgefüges. Wir haben also sämtliche Kennzeichen des rhombischen Gefüges.

Nehmen wir ferner an, daß die Schieferungsfläche eine Faltung, Fältelung habe, besonders wenn die Falten ungleichschenkelig sind, wie es meistens der Fall ist, dann ist die Schieferungsebene nicht mehr Spiegelebene, von den früheren zweizähligen Achsen bleibt nur eine übrig, die gleichlaufend mit den Faltenachsen, und nur eine Symmetrieebene, die normal zu den Faltenachsen. Monoklines Grobgefüge.

Im Endfalle haben wir wieder vollständiges Fehlen der Symmetrie, dies ist durchaus selten und kann in der Regel in eine Überlagerung zweier Gefügeausbildungen durch verschiedene tektonische Vorgänge aufgelöst werden.

Ein wesentliches, aber nicht unerwartetes Ergebnis der Feingefügeuntersuchung ist nun, daß wohl der Symmetriegrad von Grob- und Feingefüge nicht derselbe sein muß — es muß nicht einmal das Feingefüge der verschiedenen Mineralien eines Gesteins derselben Ordnung angehören. Wohl aber fällt ausnahmslos eine der Spiegelebenen des Feingefüges mit einer des Grobgefüges zusammen und zwar mit einer, die auf der Schieferung senkrecht steht; sind beide rhombisch, so decken sich alle Elemente von Grob- und Feinsymmetrie.

Den Beweis hiefür liefern die Bilderaufnahmen. Es genügte, die Schlitze nach der Grobsymmetrie einzurichten, also senkrecht zur Schieferung und senkrecht oder parallel zur Striemung, um die Symmetrie des Feingefüges auch im ebenen Bilde zum Ausdrucke zu bringen, was nach dem oben Erwähnten aussagt, daß die Schliffebene auch zu einem Symmetrieelement des Feingefüges senkrecht steht.

Der einzige Ausnahmefall, Fig. 2, war einer der seltenen Fälle, wo im Handstück keine Striemung zu erkennen war, ein Einrichten danach war nicht möglich.

Dieses Zusammengehen von Grob- und Feingefüge gibt auch die Anweisung, daß zur Herstellung orientierter Schlitze die Striemung

einzmessen ist, um einfach die Lage des Schriffes im Raume feststellen zu können.

Man könnte versucht sein, anzunehmen, daß es für die Auswertung des Feingefüges recht wesentlich wäre, festzustellen, ob es der monoklinen oder rhombischen Ordnung angehört. (Die Abweichung von rhombisch sind bei Quarz vielfach recht geringfügig, weshalb ich in „Gesteinsumformung“ von „monoklin-pseudorhombisch“ sprach.) Diese Untersuchung läuft darauf hinaus, daß festzustellen ist, ob die Spur der Schieferungsebene im Bilde Symmetrale ist. Hier zeigt sich aber eine bemerkenswerte Schwierigkeit, daß es durchaus nicht leicht ist, die Schieferungsebene im Schriffe genau festzulegen, wie es auch nicht leicht ist, zu gewährleisten, daß der Schnitt genau senkrecht zur Schieferung steht. Die aufgenommenen Dichtepläne von Glimmernormalen zeigen oft eine derartige Streuung, abgesehen von Sonderregelungen, daß gerade in den brennenden Fällen ein gesicherter Mittelwert nicht ermittelt werden konnte. Es ist geradezu tragisch, daß gerade vom Glimmer, auf dessen Ebenenhaltung diese ganze Untersuchung aufgebaut sein soll, bisher die schönsten monoklinen Regelungsbilder erhalten worden sind. Mit Bezugnahme auf ihn würden dann alle Gefüge anderer Mineralien von selbst monoklin werden.

Diese Frage wäre also nur zu lösen durch einen Vergleich der Regelungen möglichst vieler Mineralien desselben Schriffes; die hier gegebenen Untersuchungen reichen für einen derartigen Entscheid nicht aus.

Die Feststellung über diese Symmetrieeigenschaften ergibt nun den naheliegenden Schluß, daß diese mit der Symmetrie der erzeugenden Ursache etwas zu tun haben müssen.

Wir haben daher noch die Aufgabe uns mit den Symmetrieeigenschaften der Vorgänge zu befassen, die wir für die Entstehung passiver Regelungen verantwortlich machen.

Zwei Anschauungen haben wir zu besprechen, die eine, wonach die Schieferung wesentlich die Abbildung des statischen Beanspruchungszustandes ist, die andere, wonach in der Schieferung im wesentlichen der Gleitvorgang zur Darstellung kam (vgl. die Gegenüberstellung der Ansichten z. B. in „Gesteinsumformung“ und in Grubenmann Niggli, „Gesteinsmetamorphose“). Ich will mich gern der Darstellung Niggli anschließen, wonach jede der Ansichten an ihrem Platze recht haben kann. Wenn ich aber für die von mir gewählten Beispiele die Sachlage von der zweiten Hypothese aus behandle, geschieht dies deshalb, weil diese eben aus einem Gebiete starker Durchbewegung entnommen sind, wobei ihr Einfluß aufs Gefüge auch anderweit z. B. durch verlagertes *si*, in Porphyroblasten unmittelbar nachweisbar ist. Es wären aber Untersuchungen aus Gebieten, für die die erste Hypothese naheliegend ist — tiefes Grundgebirge — äußerst erwünscht.

Fragen wir für den ersten Fall nach den Symmetrieverhältnissen des statischen Beanspruchungszustandes, so ergeben die drei Hauptbeanspruchungen unmittelbar das rhombische Achsenkreuz mit den Hauptebenen als Symmetrieebenen.

Wie steht es mit dem zweiten Falle, dem einfachen Gleitvorgange?

Die Gleitebene scheidet den Körper in zwei Teile, die sich längs der Gleichrichtung (x) in ihr in entgegengesetzter Relativverschiebung befinden.

Die Gleitebene ist daher nicht Symmetrieebene des Bewegungsvorganges. Wir können nur eine Symmetrieebene legen, sie steht normal zur Gleitebene und geht durch x (xz -Ebene). Damit wird bei dem Vorhandensein eines Symmetriezentrums auch die Richtung des tektonischen Streichens y , nämlich die Gerade, die in der Gleitebene zur Gleitrichtung senkrecht gezogen wird, von selbst zur zweizähligen Drehachse, die z. B. in den S -Formen des si in verlagerten Granaten aufs schönste zur Anschauung kommt.

Die Gleitbewegung hat daher monokline Symmetrie.

(Es ist im vorhergehenden eine Bezeichnung vorgeschlagen, deren allgemeine Anwendung für solche technologische Darstellung ich empfehlen würde: x für die Gleitrichtung, y für das tektonische Streichen, z für die Gleitflächennormale. Ebene $x-y$ ist die Gleitfläche.)

Symmetrie des erzeugenden Vorganges und Symmetrie des Ergebnisses müssen nun miteinander vereinbar sein. Die Symmetrie des Gefüges muß also mindestens denselben Grad erreichen wie die erzeugende Symmetrie. Wir wollen uns aber erinnern, daß das Ergebnis auch einen höheren Grad erreichen kann als die Ursache, wenn der Regelvorgang selbst eine innere Bindung hat, die höhere Symmetrie verlangt. Vgl. die Beispiele der Kristalloptik.

Mit der Anschauung von der Abbildung der Hauptbeanspruchungsebene in der Schieferung ist das so häufige rhombische Gefüge unmittelbar vereinbar, beide haben ja denselben Ordnungsgrad. Wir würden dann in den drei Spiegelebenen des Feingefüges die drei Hauptbeanspruchungsebenen unmittelbar dargestellt sehen.

Dagegen schließt ein monoklines Gefügebild diese Anschauung vollkommen aus.

Vollkommen vereinbar erscheint dagegen monoklines Gefüge mit der zweiten Hypothese, Regelung durch den Gleitvorgang. Dann müßte die Spiegelebene des Gefüges zusammenfallen mit der Spiegelebene des Gleitvorganges. Damit stimmt überein, daß bei monoklinem Gefüge die Spiegelebene ausnahmslos senkrecht zur Schieferungsebene gefunden wurde. Es würde dann der Schnitt Schieferungsebene—Spiegelebene unmittelbar die Durchbewegungsrichtung x ergeben.

Es wäre aber unrichtig, weiter zu folgern, daß ein rhombisches Gefügebild es ausschloße, daß der monokline Bewegungsvorgang sein Urheber war. Eine genauere Überlegung zeigt, daß in der Regel sogar die rhombische Ordnung die einzige ist, die als Endfall der Regelung auftreten muß. Nimmt man nämlich an, wie es besonders die Metallographie dargelegt hat, daß sich durch die Durchbewegung die Korngleitfläche in die Großgleitfläche, Korngleitrichtung (oder die Symmetrale zwischen zwei gleichwertigen) in die Großgleitrichtung einstellt, nehmen wir ferner ein Mineral von mindestens monokliner Symmetrie gegeben an und halten die Annahme für zulässig, daß der Widerstand in der Korngleitrichtung in Richtung und Gegenrichtung gleich ist, dann ergibt sich durch „Durchführung der Symmetrieoperationen des Kristalles“ (Sachs-Schiebold, „Wechselseitige Druckversuche an Aluminium“, Zeitschr. Ver.

Deutscher Ing., 69, 1603) durch Überlagerung der Kristallsymmetrie über die Vorgangssymmetrie eine Erhöhung der Regelmäßigkeit des Ergebnisses, das vom monoklinen Kristallsystem bis hinauf zu denen mit wirteligem Baue zu einem rhombischen Gefüge führt.

Es sei z. B. bei einem monoklinen Mineral eine allgemeine Fläche mit allgemeiner Richtung gleitfähig, die Durchbewegung erzeugt daher eine bestimmte Häufungsstelle unserer kristallographischen Bezugsrichtung auf der Lagenkugel. Da ihr kristallographisches Spiegelbild ebensogut Gleitfläche sein kann, entsteht eine zweite Häufungsstelle spiegelbildlich zu ihr in bezug auf die Spiegelebene des Bewegungsvorganges. Dadurch aber, daß die Bewegung in Richtung und Gegenrichtung gleich wahrscheinlich sein soll, treten noch zwei Häufungsstellen auf der Oberseite der Kugel auf, wir erhalten sie, indem wir um die x -Achse um 180° drehen. Damit ist aber schon zur x - z -Ebene, die y - z -Ebene als Spiegelebene hinzugetreten. Und da wir in unserer Bezugsrichtung keine Polarität erkennen können, wird die Unterseite das vollkommene Gegenbild der Oberseite, es wird auch die Ebene x - y Spiegelebene. (Es kann von Interesse sein, daß für ein triklinen Mineral diese Durchführung zum Ergebnis führt, daß ein monoklines Gefügebild entsteht, bei dem aber nicht x - z , sondern x - y die Spiegelebene wird.)

Hiemit erscheint nachgewiesen, daß für unsere Fälle das rhombische Gefügebild auch für reine Durchbewegungsgefüge als durchaus normaler Endfall zu betrachten ist. Damit bekommt die Bewertung der monoklinen Gefüge ein anderes Gesicht, sie sind tatsächlich nur Fälle, in welchen die Regelung nicht bis zu Ende gediehen ist, damit stimmt auch, daß ihre Abweichungen von rhombischer Ordnung in der Regel nur unbedeutend und schwer unzweifelhaft festzustellen sind. Damit verliert aber auch die oben angeschnittene Frage des sicheren Nachweises sehr an Gewicht, weshalb ihr hier auch nicht besonders nachgegangen wurde.

Bei einem solchen rhombischen Gefüge müßte also eine der beiden Spiegelebenen, die auf der Schieferungsfläche senkrecht stehen, die Spiegelebene x - z des Bewegungsvorganges sein, eine der beiden Symmetrieachsen die in der Schieferungsebene liegen, die Durchbewegungsrichtung x , die uns ja für die Tektonik besonders angeht.

Wenn hier wie im folgenden von Durchbewegungsrichtung gesprochen wird, so ist darunter zunächst nur die nicht polare Gerade gemeint, entlang deren sich die Verschiebung vollzog, über den Sinn, in welchem sich diese Verschiebung abspielte, soll damit noch durchaus nichts ausgesagt sein.

Die Angaben des Gefüges über die Tektonik wären also zweideutig, wir bekommen aus einem solchen rhombischen Gefügebild zwei mögliche Achsen in denen sich die Verschiebung abgespielt haben kann, die sich unter 90° schneiden.

Doch lehrt die Erfahrung, daß sich diese beiden Lagen unterscheiden in der Art und Weise, wie sie von Quarzachsen aufgesucht werden. Es kann daher in den meisten Fällen angegeben werden, welche der beiden in der Schieferungsebene liegenden Symmetrieachsen des Gefüges x , die Richtung der Durchbewegung ist. Natürlich kann man ein Gesetz hierüber nur machen auf Grund von Erfahrungen, in einem Gebiete, das so weit genügend tektonisch erforscht ist, daß die Durchbewegungsrichtung für eine Probe nicht um 90° zweifelhaft ist.

Deshalb habe ich schon in der früheren Arbeit teilweise Schläffe aus einem tektonisch bekannten Gebiete genommen; die hier behandelten entstammen aus dem Ostende des Tauernfensters und seiner Umgrenzung,

aus meinem und — mit deren freundlicher Zustimmung — aus den Arbeitsgebieten von Kober und Trauth.

Zur Beurteilung der Gesetzmäßigkeit der Regelung bemerke ich, daß ich keinen der Schriffe übergehe, weil sein Bild nicht mit der allgemeinen Regel übereinstimmt. Die Auslassungen in der Reihenfolge der Nummern besagen nur, daß die betreffenden Proben nicht orientiert waren oder so feinkörnig, daß ihre Vermessung nicht möglich war.

Die Durcharbeitung ergab in Verbindung mit schon früheren Schriffen eine ziemlich Mannigfaltigkeit der Quarzregelung, die aber immerhin unverkennbar gemeinsame Züge zeigt und Einordnung in eine Reihe gestattet. Dabei zeigt sich, daß die Stellung eines Gefüges in dieser Reihe nicht bloß durch die Bedingungen der Umformung bestimmt ist, wie ich früher vermutete, von Druck, Temperatur, Kristalloblastese, kristalloblastischer Überdauerung des Umformungsvorganges, sondern ganz wesentlich von den im Gesteine mitauftretenden anderen Mineralien, eine Möglichkeit, auf die mich Kollege Smekal aufmerksam machte und die auch in Becke, „Struktur und Klüftung“, Fortschr. d. Min., 1924, 202, sehr deutlich ausgesprochen ist. Es ist auch wohl verständlich, daß in einem Gesteine, in dem andere gleitfähige Mineralien einen Großteil der Durchbewegung auf sich nahmen, die Regelung der Quarze verwischter sein wird, vielleicht sogar in andere Bahnen geleitet wird.

So wirken beeinflussend, ich glaube hier mit Kollegen Sander in Übereinstimmung zu stehen, der Glimmer und insbesondere der Kalzitgehalt. Die aufgestellte Reihe ist so ziemlich eine zunehmenden Glimmer und bei den letzten Gliedern des Kalzitgehaltes, während meiner Erfahrung nach Feldspatgehalt durchaus wenig Einfluß zeigt. Unangenehmerweise fügt es die Geologie, daß die Reihe so ziemlich auch die zunehmender Kristalloblastese ist, so daß der Einfluß dieser beiden Wirkungen aus diesen Beispielen leider nicht zu trennen ist.

Meine früheren Untersuchungen, Tschermaks Mitteilungen, Bd. 38, haben an den Gneisen der Muglerie ein einfaches Gesetz der Regelung gezeigt: „Eingürtelregelung“. Ein Gürtel der Lagenkugel, der durch x und z geht, enthält die Achslagen der Quarze mit zwei ausgesprochenen Häufungsstellen, eine in z (Alpharegel Sanders), eine in x (Gamma-regel Sanders).

Meine jetzigen Untersuchungen zeigen mir aber, daß das Eingürtelbild nicht am Anfange der Reihe stehen dürfte. Das Ausgangsbild der Regelung scheint ein „Zweigürtelbild“ zu sein. Wieder hesteht eine ausgesprochene Häufungsstelle in x . Durch x gehen aber, schräg zur Schieferungsebene, zwei Gürtel der Besetzung, die mit der Schieferungsebene gleiche Winkel bilden und dort, wo sie den Großkreis $z y$ durchsetzen, wieder mit Häufungsstellen besetzt sind.

Zweigürtelbilder.

Schliff 12, Fig. 1. Quarzit, unterostalpin, Weg aus dem Lantschfeld vor Tweng. Schnitt „längs“ nach y , h 10—22.

Überwiegend Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Perthit, Serizit, Magnetit, Zirkon.

Es soll hier auf die Allgemeinheit der Erscheinung hingewiesen werden, daß die Feldspate aller untersuchten älteren Quarzite — dies gilt gleicherweise von den Quarziten des Semmeringgebietes und der Seckauer — vorwiegend Kalifeldspate und

nicht Albite sind, während derzeit im alpinen Grundgebirge Kalifeldspate durchaus nicht in der Vormacht sind, sondern deutlich zu erkennen ist, daß sie durch Albit-Substanz verdrängt wurden (Becke). Es ist dies wieder ein Hinweis, daß die Albitisierung jung ist.

In einzelnen feinkörnigen Lagen des Gesteins ist der Feldspat dem Quarz beigemischt, andere grobkörnige Lagen sind feldspatfrei, dort findet er sich in den dazwischenliegenden Glimmerlagen.

Der weit vorherrschende Quarz ist in den verschiedenen Lagen verschieden grobkörnig. Die Quarzkörner bilden ein Pflaster, das sich mit Schädelnähten verzahnt, längliche Quarzkörnergruppen ähnlicher Orientierung.

In den feinkörnigen Lagen tritt der Feldspat dem Quarze beigemengt auf, die grobkörnigen Lagen sind feldspatfrei, dort findet er sich nur in den recht straffen Glimmerlagen dazwischen.

Die Feldspatkörner sind in s länglich, nicht übereck gestellt. Rekristallisationsbau. Vermessen wurden 337 Quarze. Schönes Zweigürtelbild, die Gürtel schließen mit s 45° ein.

Schliff 23, Fig. 2. Quarzit, oberostalpin, Beilhütte bei Untertauern, Schnitt N—S, Richtungsbestimmung ungenau, Vorkommen ohne Striemung.

Quarz, Orthoklas, Serizit, Zirkon.

Feldspat recht reichlich in rundlichen Körnern, der überwiegende Quarz teilweise in größeren Körnern — Sedimentrest — teilweise Kleinpflaster, verzahnt, etwas in s verlängert.

Serizit netzartig in unstraffer Schieferung.

Schwache Kristallisationschieferung, die das Sedimentbild nicht verwischen konnte, dann nicht starke mechanische Schieferung.

Vermessen 273 Quarze.

Der Schliff konnte mangels einer deutlichen Striemung nicht vollkommen zur Gefügesymmetrie eingeordnet werden. Daher ist das Bild zunächst nur nach der Schieferungsebene symmetrisch. Legt man aber durch das Maximum in s zwei Großkreise (in der Figur ausgezogen) durch die beiden anderen Häufungsstellen und verdreht das Bild auf eine Ebene, die senkrecht steht zur ersten Häufungsstelle, so erhalten die Gürtel die punktierte Lage, zeigen dann vollständig das Bild von Schliff 12, zwei gegen die Schieferungsebene unter 45° geneigte Großkreise.

Damit wäre also die Häufungsstelle in s das x der Bewegung mit der Richtung N 250, soweit die Richtungsbestimmung zuverlässig ist, was mit dem tektonischen Befunde verträglich ist.

Schliff 17, Fig. 3. Quarzit, oberostalpin. Leckenkuppe nordwestlich der vorderen Gnadenalm bei Untertauern, Schnitt „längs“ nach y , NW—SO.

Reichlich Quarz, in den Großkörnern mit Punktreihen.

Orthoklas, Schachbrettalbit, Serizit.

Ebener Sedimentbau noch sehr deutlich. In einer feinkörnigen Füllmasse liegen größere Quarzkörner mit eckigen Umrissen.

In der Füllmasse von Quarz, Feldspat, Serizit, bildet Quarz ein verzahntes Pflaster, Serizit, scharf geregelte Schieferung ohne zusammenhängende Häute.

Quarz stark undulös!

Nach einer Kristallisationschieferung noch mechanische Umformung.

Vermessen 401 Quarze.

Zweigürtelbild, die Großkreise liegen sich aber näher als früher, bilden mit s -Winkel von 60° . Ein Balkenarm schwächer, stark gestreut.

Häufungsstellen in x und in $z-y$, y leer.

Schliff 13, Fig. 4. Quarzphyllit aus der „Mischungszone“ Kobers (Prätigauschiefer nach Staub) Znota (Zederhaus) unter Blasnerturm. Schnitt „längs“ nach y , NW—SE.

Quarz, sehr wenig Feldspat (saurer Plagioklas?), Muskovit, Granat, Titanit. Im Schliffe zwei Lagen klaren Quarzpflasters mit ebener Muskovitschieferung drinnen. Dazwischen eine Lage mit undeutlicher Schieferung, Serizitschmierre mit Quarznestern drinnen. Vermessen wurden nur die beiden Randlagen. Kristallisationschieferung.

Vermessen 299 Quarze.

Das Besetzungsbild zeigt den Übergang zur folgenden Gruppe, die beiden Gürtel sind daran in einen zusammenzuklappen, doch ist die Lücke in z noch deutlich zu erkennen, y leer.

Ein Balken ist schwächer besetzt, die Unterhälfte ist im allgemeinen reichlicher bedacht. Monokline Symmetrie?

Bei den Zweigürtelbildern ließ sich die Beobachtung machen, daß häufig benachbarte Körner in ihrer Regelung so weit übereinstimmten, daß sie demselben „Arme“ eines Gürtels angehören, dies ist unser Ausdruck für die von Sander festgestellte Tatsache der ähnlichen Regelung von Korngruppen.

Dies erklärt auch so die Symmetrie störende Ausfülle wie bei 13. Die beiden Lagen wurden getrennt vermessen, in der einen war der Arm durchaus nicht wesentlich unterbesetzt, in der anderen fiel er ganz aus, da sie nicht groß war und nur ein paar gemeinsam geregelte Korngruppen umfaßte. Siehe weiter unten.

Eingürtelbilder.

Schliff 20, Fig. 5. Altkristallindiaphthorit, unterostalpin. Flachautal unter der Unterpleislingalm bei der Tauriskiaschutzhütte. Schnitt „längs“ nach y , W zu N , O zu S .

Muskovit, Quarz, wenig Albit, Granat, Serizit, Chlorit, Zoisit.

Es liegt ein alter Granatglimmerschiefer vor, der mechanisch zu einem Phyllonit wurde.

Aus der früheren Zeit stammen noch die großblättrigen Lagen von Muskovit. Dann wurde das alte s ausgearbeitet, Quarze gequält, zerschert mit Grusbildung, Glimmer zu Serizit zerschliffen, Chlorit aus Granat und (?) Biotit. Ein zweites Gleitflächensystem schneidet spitz gegen W ansteigend das s , bildet einzelne Lagen eines unlöslichen Gemenges feinsten Körner.

Ihre Vermessung war unmöglich (Westbewegung (?)).

Vermessen 378 Quarze.

Eingürtelbild mit starker Verbreiterung und Anhäufung in z , x bemerkenswert kümmerlich, y leer.

Schliff 7, Fig. 6. Gneis, pennin, Hochalmdecke Kober. Muhr N. Schnitt „längs“ nach y , W — O .

Perthitischer Orthoklas, Mikroklin, Albit, Ab 90—An 10, Quarz, Muskovit, großer Biotit, feinschuppige Chloritgruppen.

Mikroklin in großen eckigen Körnern, Albit kleiner in etwas nach s gestreckten fetzigen Körnern.

An die großen Körner schließen sich beiderseits Lagen eines feinkörnigen Quarz-Albitpflasters an. Dazwischen einzelne Zeilen etwas größerer, in s rechteckig gestreckter Quarzkörner.

Muskovit in auffallend kurzen Schuppen ohne scharfe Einregelung bildet unendliche unebene Lagen.

Kristallisationsschieferung.

Vermessen 178 Quarze.

Besetzt Großkreis x — z mit starker Anhäufung in x , y leer.

Schliff 3, Fig. 7. Glimmerschiefer, pennin, Silbereckscholle, Obhtzen S von Muhr. Schnitt „längs“ nach y , O — W .

Albit mit Glimmerschuppen im Kern, Quarz, viel Muskovit, olivgrüner Biotit, Epidot, Erz, selten Karbonat.

In einem Grundgewebe schwimmen in s längliche, eckige Porphyroblasten von Albit.

Im Grundgewebe straffe lagenhafte Schieferung von Muskovit, Biotit, Epidot, dazwischen Quarz und Klein-albit in Zeilen. Querbiotite.

Kristallisationsschieferung.

Vermessen 332 Quarze.

Eingürtelbild mit starker Anhäufung in x .

Schliff 4, Fig. 8. Gneis, pennin, Hochalmdecke. Oberer Retzöldensee, Abfluß. Muhr.

Schnitt „längs“ nach y , $W-O$.

Schachbrettalbit in klaren Körnern mit Orthoklasresten, Einschlüssen von Primäralbiten mit Glimmerschuppen.

Primäralbite dicht mit Glimmerschuppen durchsetzt.

Fetziges Nenalbite, Quarz, Biotit, sehr wenig Muskovit, Chlorit, Zoisit.

Primäralbite und Schachbrettalbite bilden große, oft übereck gestellte Körner, an die sich seitlich oft Schwänze von Neualbiten hängen. Quarz in gestreckten Körnern ein ungestörtes Pflaster bildend. Glimmer in undeutlichen Lagen, wenig richtungsgeregelt, kleine Schuppen.

Wenn der mechanisch deformierte Magneis rekrystallisieren würde, müßte er dieses Bild ergeben.

Vermessen 300 Quarze.

Eingürtelbild in $x-z$, ohne besonders ausgesprochene Häufungsstellen, in der $z-y$ -Ebene deutlich verbreitert, y leer.

Schliff 26, Fig. 9. Quarzit, unterostalpin. Abstieg vom vorderen Seekar im Lantschfeld. Schnitt „längs“ nach y , $N-S$ (siehe S. 422).

Quarz, Orthoklas, Serizit.

Sehr deutliche Schieferung durch parallele Serizitschuppen, die aber nicht Lagen bilden. Quarz bildet ein verzahntes Pflaster, Körner sehr bedeutend in s gestreckt. Feldspat in rundlichen Körnern, manchmal übereck, meist in s gestreckt. Rekrystallisation hat mechanische Verformung überdauert. Nachträglich nur wenig gestört.

(Es ist von Bedeutung, daß die Quarzite, die unter oder zwischen den Tauern-Decken liegen, deutlich kristallisationsschiefrig sind, der darüberliegende Radstädter Quarzit dagegen deutlich postkristallin verformt.)

Vermessen 207 Quarze.

Eingürtelbild in $x-z$. In x Häufungsstelle. Gürtel in z noch deutlich zweigeteilt, y leer.

Schliff 18, Fig. 11. Quarzit, oberostalpin, Strimskogel W Untertauern. Schnitt „längs“ $W-O$. Nach y $W-O$.

Quarz, Orthoklas-Mikroclin, Serizit, Spat rostig verwittert.

Das Quarzgefüge zeigt noch sehr deutlich den Sedimentärbau eines Sandsteines, eckige größere Körner in feinen Gries eingebettet. Körner mit größter Ausdehnung in s , ziemlich undulös.

Feldspate in rundlichen Körnern, Serizite in kurzen Lagen.

Das Gestein ist kristalloblastisch nicht stark umgeformt, dann mechanische Umformung.

Vermessen 223 Quarze.

Eingürtelbild mit starker nach $x-z$ verlängerter Häufung in x , z schwach, y leer.

Schliff 24, Fig. 12. Radstädter Quarzit, mittelostalpin. Zwischen Dickenbauer und Beilhütte bei Untertauern. Schnitt „quer“ nach x , $N-S$.

Quarz, Orthoklas, wenig Albit-Oligoklas, Serizit.

Grundgewebe aus viel Quarz als stark verzahntes, in s etwas gestrecktes Pflaster. Serizit in nicht durchlaufenden Schuppen. Sedimentreste aus größeren Quarzkörnern. Feldspatkörner oft übereck stehend.

Gefüge unter deutlicher mechanischer Beeinflussung, insbesondere die Quarze oft um die Feldspatecken herumgequält.

Vermessen 185 Quarze.

Der Gürtel erscheint bei der gewählten Schlißlage im Grundkreis. Es ist zu erkennen, daß der Schliff nicht genau den Gürtel getroffen hat, so daß dieser im N um etwa 10° nach W abweicht. Anhäufung in x und um z , y ganz schwach besetzt.

Schliff 11, Fig. 13. Phyllit, unterostalpin, Mischungszone Kober (nach Staub Prättigau-Lysch?), Znota-Zederhaus unter der Grubachscharte. Schnitt „längs“ nach y , $NW-SE$.

Albit, Quarz, Kalzit, Serizit, Kohle.

Serizit mit Kohle bildet durchlaufende Lagen mit großem Abstände, Zwischenlagen aus Kalzit, Feldspat, Quarz, durcheinander. Kalzit längsgestreckt mit Lamellen.

Das andere feinkörniges, kaum gestörtes Pflaster. Einzelne größere Quarze, Sedimentreste?

Kristallisationsschieferung.

Vermessen 148 Quarze.

Eingürtelbild $x-z$, bedeutende Anhäufung in x , Verbreiterung in z einseitig.

Zu wenig Quarze vermessen! y leer.

Schliff 27, Fig. 14. Quarzit, unterostalpin. Zwischen Kesselkogel und Blausee, Windsfeld, Radstädter Tauern. Schnitt „längs“ nach y . N—S! (Siehe S. 422.)

Quarz, Orthoklas, wenig Albit, Muskovit, Eisenspat.

Quarzpflaster, nicht gestreckt, ungestört, Muskovit in kurzen Lagen eine linsige Schieferung bildend. Feldspate, etwas getreckte Körner, meist in s nur manchmal übereck ohne Zwängung im Quarz! Eisenspatidioblasten verrostet.

Kristallisation hat die mechanische Umformung überdauert!

Vermessen 340 Quarze.

Das Gefüge leitet zur folgenden Gruppe über. Der Gürtel $x-z$ hat eine ausgesprochene Häufungsstelle in x , ist in z sehr stark in $z-y$ auseinandergezogen, y leer. Monoklin?

Kreuzgürtelbilder.

So bezeichne ich die weitere Ausbildung der Eingürtelbilder, bei denen sich zum $x-z$ -Gürtel immer deutlicher der $y-z$ -Gürtel hinzugesellt, der aber mehr oder weniger lückenhaft ausgebildet ist. Es entwickelt sich so die Form, die ich als Typus Greiner-Piora berechnete habe.

Schliff 10, Fig. 15. Glimmerschiefer, pennin. Znotengraben unten, Zederhaus. Schliff „längs“ nach y , NW—SO.

Quarz, Albit, Ab 90 — An 10. Oft mit einzelnen Glimmerschuppen im Kern. Muskovit, Epidot.

Glimmer und Epidot bildet außerordentlich straff durchlaufende Schieferung. Dazwischen Albit-Quarzlagen. Albite teilweise in größeren fetzenförmigen Körnern, andere kleine Albite bilden mit etwas größeren Quarzkörnern ein klares, etwas in s gestrecktes Pflaster.

Reine Kristallisationsschieferung.

Vermessen 323 Quarze.

Starke Anhäufung in x , Gürtel $x-z$ wohl entwickelt, Gürtel $z-y$ lückenhaft, y leer.

Schliff 6, Fig. 16. Penningglimmerschiefer, oberes Ende der Zopponitzschlucht nördlich Ollschützen, Muhr. Schnitt „längs“ nach y , O—W.

Quarz, Albit, Muskovit, Chlorit, Erz.

Recht straffe Schieferung in Muskovit in durchlaufenden Lagen.

Quarz, Albit in den Zwischenlagen, Quarze etwas in s gestreckt. Albite fetzenförmig mit Einschlüssen von rundlichen Quarzen und Glimmerschuppen. Chlorite oft quergestellt, fächerförmig.

Reine Kristallisationsschieferung.

Vermessen 273 Quarze.

Gefügebild vollkommen gleich wie bei Schliff 10.

Schliff 5, Fig. 17. Kalkglimmerschiefer, pennin, Silbereckscholle, Jedl Muhr. Schnitt „längs“ nach y , W—O.

Quarz, Albit Ab 90 — An 10.

Kalzit, Muskovit, Chlorit, Epidot, wenig Biotit.

Etwas linsige, nicht durchlaufende Schieferung in Muskovit-Chlorit-Epidot.

Lagen dazwischen aus Quarz, Feldspat, Kalzit, Quarz fast gleichsichtig, Feldspate etwas in s verlängert mit Kerneinschlüssen. Kalzit fetzenförmig vollkommen xenoblastisch gegen Quarz.

Reine Kristallisationsschieferung.

Vermessen 300 Quarze.

Gürtelkreis $x-z$ gut entwickelt mit starker Häufung in x . Aber auch der Kreis $y-z$ ist bis zu y hin recht voll besetzt.

Schliff 9, Fig. 18, Kalkphylit, pennin. Unter der Zopponitzscharte bei der Mariswand, Zederhaus. Schnitt „längs“ nach y . W—O.

Kalzit, Quarz, Muskovit, Kohle.

Glimmer bildet scharfe, gerade, spärliche Lagen.

Hauptgewebe dazwischen aus Kalzit, in s langgestreckt, schwach verbogen mit viel Zwillingslamellen (Kalzit zeigt sehr schöne Eingürtelregelung!).

Quarz in Nestern und einzeln in Kalzit, vollkommen idioblastisch gegen diesen, Körner etwas verrundet. Kohle in den Zwischenlagen.

Kristallisationsschieferung und spätere mechanische Umformung.

Vermessen 220 Quarze.

Das Bild zeigt den $x-z$ -Gürtel wohl deutlich, aber unregelmäßig und unterbrochen, aber mit scharfer Anhäufung in x .

Aber auch der $y-z$ -Gürtel ist hier wohl ausgebildet und zeigt besonders y besetzt.

Schliff 1, Fig. 19, Kalkphylit, pennin. Unter der Zopponitzscharte bei der Mariswand, Zederhaus. Schnitt „längs“ nach y , NW—SO.

Sehr reichlich Kalzit, Quarz oft mit Böhmischer Streifung, Albit, Oligoklas.

Quarz in augenartigen Lagen und Einzeltropfen in Kalzit.

Feinflockige kohlige Substanz in Glimmern und Albit.

Vermessen 233 Quarze.

Das Bild zeigt den $x-z$ -Gürtel unsauber, aber noch deutliche Häufung in x , Gürtel $y-z$ lückenhaft, aber y besetzt.

Kristallisationsschieferung.

Schliff 2, Fig. 20, Albitknotenschiefer, pennin, ober dem Hochalmgneis, oberes Ende der Zopponitzschlucht. Muhr. Strömung ganz undeutlich SW—NO? Schnittlage „längs oder quer“ y oder x , SW—NO.

Albit-Oligoklas, Quarz, Chlorit, sehr wenig Muskovit, Kohle.

Schieferung durch Chlorit unruhig, nicht durchlaufend (im Schliffe SO—NW ausgesprochen liusig).

Das Gewebe ist voll von Albitoholasten, die buchtig in die Chlorite eingreifen. In s sind sie etwas verlängert. Sie haben zahllose Quarzreste in länglich gerundeten Körnern in sich aufgenommen, die aber eine Beurteilung wie die Lage der Schieferung st ist, nicht zulassen. Leider war auch eine Vermessung dieses st -Quarzgefüges wegen der Kleinheit nicht möglich.

Quarz ausgesprochen xenoblastisch gegen die Albite.

Albitisierungsgefüge.

Vermessen 253 Quarze.

Das Gefügebild zeigt die weiteste Annäherung an den Typus Piora, vgl. Tsch. Mitt. 38, 416, Fig. 4c. Zwei auf s senkrecht stehende Kreise entwickelt, Streuung groß. Entscheid, was x , was y ist, kaum möglich. Nach dem Schieferungsbilde des NW—SO-Schliffes würde ich die Häufung in Bildmitte NW als x ansprechen.

Überblicken wir das Ergebnis dieser Reihe. Mit Ausnahme des letzten Gesteines, das weitestgehende Albitisierung zeigt, ist bei jedem Bilde die Richtung in der Schieferungsfläche, die wir aus tektonischen Gründen als Durchbewegungsrichtung fordern müssen, vor der anderen hierfür in Betracht kommenden Symmetrieachse ausgezeichnet, sie ist eine ausgesprochene Häufungsstelle. Die Alpharegelung des Quarzes kann schwanken, die Gammaregel aber bleibt aufrecht bis dorthin wo scheinbar die mechanische Beeinflussung vor der Ummineralisation zurücktritt.

Und dies ist das Hauptergebnis der Untersuchung für die Tektonik, wir können aus dem Gefüge die Richtung der tektonischen Durchbewegung lesen.

Es sind die Proben aus Gebieten mit bekannter Durchbewegung entnommen, und wir haben zur genaueren Bezeichnung der Durchbewegungsrichtung die Striemung benutzt, indem wir annahmen, daß die Striemung das y sei, der tektonische Befund ließ die andere Möglichkeit, daß die Durchbewegungsrichtung in die Striemung falle, meist gar nicht zu. Weiter hierüber unten.

Gehen wir das untersuchte Profil durch. Vom S, aus dem Ankögelkern heraus durch die Silbereckscholle bis ober den Hochalmgneis Kobers (Muhrgneis) haben wir das Streichen der Striemung O—W, als Durchbewegungsrichtung kommt nur S—N in Betracht. Schiffe 3, 4, 5, 6, 7. Weiterhin schwenkt die Striemung ab. Sehen wir von dem zweifelhaften Schriff 2 ab, so kommen wir in der mächtigen Schieferhülle zwischen Muhr und Zederhaus in ein Gebiet der NW—SO-Striemung, die auch durch die tieferen Teile der Radstädter Tauern bis zum Taurachtale bei Tweng anhält. Ich sehe mich in Übereinstimmung mit Kollegen Kober, daß für dieses Gebiet die Durchbewegungsrichtung SW—NO ist. Diese Teile glitten von der nach O untertauchenden Kuppel der Tauerngneise nach NO ab. Schiffe 1, 10, 11, 12.

Wir kommen in das Gebiet der oberen Radstädter Decken. Hier handelt es sich nur um folgendes: Bei meiner Aufnahme des Westteiles der Radstädter Tauern konnte ich nachweisen, daß mehrere Stockwerke vorliegen, ein Unterbau, der Überschiebungsbau S—N ist; im Oberbau ergab sich aber eine kräftige nachträgliche Bewegung O—W. Siehe „Bau der westlichen Radstädter Tauern“, Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Bd. 99, 1924, 309.

Es lag mir nun daran nachzuweisen, ob im Oberbau auch weiter im Osten diese O—W-Bewegung nachzuweisen ist. Man betrachte nun die Schiffe 20, 26, 27.

Schiff 20 stammt aus der Unterfläche der Lantschfelddecke, die dem rein nach N verschobenen Unterbau angehört. Striemung W—O, das Gefügebild gibt die N-Richtung als x .

Schiffe 26, 27 entstammen aber dem Lantschfeldquarzit unter der eigentlichen Tauerndecke (Oberbau). Die Bilder zeigen den Eingürtel durch die Mitte wie die meisten anderen und in der Mitte die Häufung in s , die wir als das Kennzeichen von x ansehen. Die Schiffe gehen aber N—S, die Mitte des Bildes entspricht also der O—W-Richtung. Durchbewegung O—W! In diesen Schriffen haben wir also nicht eine Anwendung der bekannten Tektonik auf die Deutung des Gefügebildes sondern eine Deutung der Tektonik aus dem Gefügebild, eine Probe auf dessen Verwendbarkeit.

Die übrigen Schiffe, 16, 17, 23, 24 sind Beispiele aus dem Radstädter Quarzit, der die Tauerndecken überlagert. Sie zeigen allgemeine S—N-Bewegung mit lokalen Abweichungen, die mit dem örtlichen Bau gut passen.

Es hat aber die Begehung, wie so mancher andere Gang wieder gezeigt, welchen Wert die Striemung für die tektonische Deutung eines Kristallgebietes hat; sie muß in engster Richtungsbeziehung zum Bewegungsvorgange stehen, gestattet daher unmittelbar im Felde Ausagen über ein Symmetrieelement der Durchbewegung. Und zwar in

unserem Gebiete, wie auch in fast allen mir bekannten alpinen Grundgebirgstteilen ist es das y , das tektonische Streichen, nicht die Durchbewegungsrichtung, die sich in der Striemung abbildet.

Es sei hier ausdrücklich auf den Gegensatz dieser Erfahrung mit der geläufigen Beurteilung der Striemung auf Verwerferharnischen hingewiesen. Letztere betrachten wir unbedenklich als Striemung nach x und verwenden sie in diesem Sinne auch zur Ausrichtung. Wir nehmen an, daß Unebenheiten des einen Flügels Furchen in den anderen eingraben, die natürlich nach x gehen müssen. Ein Verwerfer ist wohl eine Gleitfläche wie wir sie auch für die Schieferung annehmen, unterscheidet sich aber in einem grundsätzlichen von dieser; Verwerfung ist keine Differentialbewegung, die Flügel verschieben sich gegeneinander um endliche, meist bedeutende Beträge, daher können solche Furchen endlicher Länge entstehen. Bei der Differentialbewegung dagegen verschieben sich beide Teile entlang einer Fläche nur um Differentiale, solche Furchen könnten daher nur Längen erreichen, die für die Beobachtung nicht in Betracht kämen.

Diese y -Striemung muß daher anderer Entstehung sein, meist sind es Kleinfalten oder Schmitte verschiedener Gleitflächenscharen. Ich wäre geneigt, diesen Satz, daß die Striemung eine y -, nicht eine x -Striemung sei als ganz allgemein gültigen hinzustellen, kenne nur eine einzige Ausnahme:

Der Begleitschiefer von Schliff 27 zeigt zwei Striemungen, die sich rechtwinklig schneiden, wenn diese beiden wirklich demselben Vorgange angehören, wäre die eine als x , die andere als y -Striemung anzusehen.

Wenn ich noch zögere, diesen Satz in solcher Allgemeinheit auszusprechen, ist dies nicht bloß durch eine Bemerkung in Krige, „Petr. Untersuchungen im Val Piora“, Ecl. geol. Helv. 1918 zurückzuführen, der von dem Auftreten verschieden gerichteter Striemung spricht, sondern auf mein Vertrauen auf die Erfahrung Heims, der in der „Geologie der Schweiz“ feststellt, daß die Richtung der gebirgsbildenden Kraft, also unser x , unter anderem auch abzulesen sei aus der Projektion der Streckung auf Chivageflächen auf die Horizontale.

Es sei also noch dahingestellt, ob eine gegebene Striemung im Felde immer eine y -Striemung sei — die Untersuchung des Feingefüges gibt ja in den meisten Fällen die Entscheidung darüber —, jedenfalls ist es nicht mehr zulässig, daß bei einer Aufnahme in Kristallingebieten die Striemung derartig vernachlässigt wird, wie es trotz der Worte Beckes und anderer immer noch geschieht. Der Geologe muß sich bewußt sein, daß hier die Natur Zeichen geschrieben hat, die fast überall lesbar, unmittelbar Verschubrichtungen abzunehmen gestatten, die in einer derartigen Dichte über das Gebiet verstreut sind, daß sie an der Oberfläche ein ungemein reiches Bewegungsbild abzulesen gestatten (daß diese Richtungen solche einer Differentialbewegung, nicht einer Absolutbewegung sind, ist nach obigem wohl verständlich).

Ich würde es als wesentlichen Erfolg dieser Untersuchungen verzeichnen, wenn ich damit meinen Fachgenossen Zutrauen zu dem Werte der Striemung als geologischem Wahrzeichen geben könnte. Hier ist eine Feldmethode gegeben zur reichen Erfassung des Bewegungsbildes. Unsere Feingefügeuntersuchung wird zum Entscheid und Bestätigung dieser Aufnahme in Heimarbeit wohl immer erwünscht bleiben.

Ich verspreche mir besonders viel von der Kartierung des Grobgefüges wie Feingefüges für Gebiete, wo andere Anhaltspunkte zurücktreten, wie dies besonders für variszische Gebiete mit den geringen Aufschlußhöhen der Fall sein dürfte.

Soviel zur tektonischen Anwendbarkeit der Gefügaufnahme.

Zur theoretischen Deutung der Gefügereglung haben wir den Satz angewendet, daß sich Gleitfläche und Gleitrichtung des Kornes in Großgleitfläche und Großgleitrichtung einstellen. In Tsch. Mitt. 38 habe ich — da damals nur Eingürtelbilder vorgelegen waren — für die Häufung in z (Alphareglung) die 0001 Fläche als Gleitfläche angenommen. Die neueren Erfahrungen machen eine Abänderung notwendig. Für die Zweigürtelbilder, besonders Fig. 1, Schliif 12, kann nur eine schräg zur Achse liegende Fläche als Gleitfläche in Betracht kommen. Vielleicht ist es (1011), die eine Einstellung der optischen Achse mit 38° zu s erbringen würde. Die Korngleitrichtung würde dann die Kante (1011-1010) sein. Demnach wären Zweigürtelbilder solche, bei denen im wesentlichen nur Gleitungen nach einer einzigen solchen Fläche vor sich gegangen wären, bei denen sich also die Reibungsverhältnisse an dieser Fläche während der Bewegung nicht verschlechtert hätten. Eine genauere Behandlung der Theorie mit Berücksichtigung der strukturellen Deutung des Quarzes durch Niggli, Zeitschr. f. Krist. 63, 295 soll an anderem Orte erfolgen.

Das Eingürtelbild wäre also erst aus dem Zweigürtelbild abzuleiten u. zw. durch Konkurrenz mehrerer gleichwertiger Gleitflächen.¹⁾

Wenn die Reibungen an der augenblicklich betätigten Korngleitfläche zunehmen, dann tritt die gleichwertige andere in Tätigkeit. Dadurch stellt sich, wie in diesen Arbeiten gezeigt wird, die gemeinsame Symmetrale der Gleitrichtungen in die Großgleitrichtung, für uns hat dies zur Folge, daß die optische Achse auf s senkrecht stellt.

Dies erklärt vielleicht, daß schon bei Schliif 12 der Winkel der Gürtel mit s nicht 38° sondern 45° ist, daß er bei den folgenden noch größer wird. Etwas hat schon Konkurrenz mitgespielt.

Daraus ist ferner zu erklären, daß bei Eingürtelbildern die Häufung in z in $y-z$ auseinandergezogen, oft auch deutlich zweigeteilt ist. Schliif 26. Einzelne besonders zur Großgleitung besonders gut gelegene Körner konnten die Gleitung an einer einzigen Fläche rasch erledigen, ohne daß es zu einer Konkurrenz kam, gerieten daher in Stellungen, die dem Zweigürtelbild entsprechen. Andere kamen nur durch eine Konkurrenz zu einer Umlagerung, ihre Achsen kommen in die $x-z$ -Ebene ohne vielleicht die Endstellung ganz zu erreichen.

Die Gammaregel verlangt dagegen Gleitfläche und Gleitrichtung in Prismenfläche und Prismenachse. Daß diese Häufungsstelle in x immer viel schärfer ist, ist darauf zurückzuführen, daß die Konkurrenz verschiedener Gleitflächen immer zur selben Richtung führt, da die Gleitrichtungen der verschiedenen Flächen ja hier gleichlaufen, und auch

¹⁾ Vgl. besonders die Arbeiten Polanyi, Weißenberg-Mark, z. B. in Zeitschr. f. Krist. 61, 1/2 H. Ich bin gezwungen, bezüglich des Auftretens der Konkurrenz meine Ansichten in Tsch. Mitt. 38, 421 zu widerrufen.

darauf, daß unsere Bezugsrichtung, die optische Achse, diesen Richtungen parallel ist.

Die Erklärung der weiteren Abwandlung des Bildes zum Kreuzgürtel ist schwierig, es fehlen auch noch genügende Unterlagen um den Einfluß der Umkristallisation vom Einfluß der Begleitminerale zu trennen, im allgemeinen kann man sagen, daß das Bild sich aus dem Eingürtelbild ableitet. Die Häufung in z ist aber im Großkreis $y-z$ auseinandergezogen. Ich deute das dahin, daß wohl noch Einstellung der betreffenden Korngleitrichtungen oder deren Symmetralen in x angestrebt wird, aber durch einen Einfluß weniger Anreiz zur Einstellung der Korngleitfläche in die Großleitfläche vorhanden ist. Daher „pendelt“ die optische Achse um die x -Richtung, dies erzeugt den Gürtel $y-z$.

Daß auch in diesem Falle die Häufung in x bemerkenswert scharf bleibt, Schliff 5, 6, 9, 10 ist nur darauf zurückzuführen, daß für diese Gammaregel unsere Bezugsrichtung die optische Achse mit der sich einregelnden Gleitrichtung zusammenfällt, es ist daher mit ihr nicht möglich, dieses Pendeln und Wälzen des Kristalls um x festzustellen. Hätte ich statt der optischen Achse z. B. die Prismenflächennormale vermessen können, dann wäre hier wahrscheinlich die Gammaregel als verzogener Gürtel, dagegen die Alpharegel als scharfe Häufung zum Vorschein gekommen. Vergl. die ganz übereinstimmenden Überlegungen Sanders in „Zur petrographisch-tektonischen Analyse“ Jb. G. B. A. 1925. Von diesem „Pendeln“ zu unterscheiden ist die größere Streuung, die besonders durch die Rekristallisation, durch unsauberes „Abbilden“ zustandekommen dürfte, Schliff 2.

Die Betrachtung der Bilder wird bei einigen den Eindruck erwecken, daß doch beträchtliche Abweichungen von der für sie aufgestellten Symmetrie vorhanden sind. Schliff 11, 13, 17. Ich halte es für wichtig, daß bei der Beurteilung des Ordnungsgrades unterschieden wird zwischen Symmetrie der Anlage des Bildes und Symmetrie der Besetzungsdichte und daß für die Zuweisung zu einer bestimmten Klasse, besonders die Anlage, der Bauplan zu beurteilen ist. Die Besetzungsdichte der Zweige des Bildes muß nämlich nicht nur von dem Bewegungsvorgange selbst abhängen, dürfte ganz wesentlich auch von vorher bestandenen Regelungen bedingt sein, die es bewirkt haben können, daß bestimmte mögliche Regelungsbahnen von weniger Körnern beschritten worden sind, weil durch die frühere Regelung weniger Körner in der für den Eintritt in diese Bahn günstigen Lage gewesen sind. Daß solche Regelungen schon vorherbestanden haben, ist naheliegend, läßt sich aber auch gut nachweisen; das si in Neubildungen enthält oft die schönsten geregelten Quarze nach anderen Regelungsgesetzen. Leider scheiterte der Versuch auch diese Regelungen zu vermessen an dem Augenmörderischen dieses Beginnens.

Noch immer ist aber unser x , das wir so feststellen können, die unpolare Gerade und gibt keine Auskunft über den Sinn der Bewegung. Aus einem rhombischen Gefügebild ist es auch unmöglich, einen solchen Sinn abzuleiten. Es wäre nach der Symmetrie allein zu urteilen bei einem monoklinen Gefügebild nicht ausgeschlossen. Da ich aber zweifle,

ob ein solches überhaupt einen Endzustand darstellt, halte ich auch seine Bedeutung hierfür für zweifelhaft.

Doch liefert ein Gefüge hier sehr oft andere Kennzeichen, die unzweifelhaft Entscheide über den Richtungssinn geben, Falten, Porphyroblastenverlagerung, so daß aufmerksame Beobachtung des Gefüges auch hierüber kaum in Zweifel läßt. Vergleiche die Zusammenstellung Beckes in Fortschritte der Min. 1924, 194.

Aus einem solchen Porphyroblastenwirbel läßt sich natürlich auch die Bewegungsrichtung feststellen, seine Wälzachse muß ja y sein. Der Versuch die Wälzachse festzustellen wird aber zeigen, daß dies durchaus nicht leicht ist, es geht einigermaßen gut nur mit dem Universaltisch. Es ergänzen sich eben hier die Untersuchungswege, der eine gibt die Richtung, der andere den Sinn.

Ich bedauere, daß ich, von anderen Erwägungen ausgehend (Tsch. Mitt. 38, 406) in dieser Untersuchungsreihe vorwiegend mit Schnitten nach y gearbeitet habe, wo man solche Verlagerungen nicht zu Gesicht bekommt. Es entgehen dadurch derartig viele Beobachtungen über den Sinn der Bewegung, daß ich, wo man nicht die schöne Freiheit hat, sowohl Schliffe nach x wie nach y anzufertigen, rate, lieber die Fehlermöglichkeiten eines Schliffes nach x auf sich zu nehmen und sich nicht diese wertvollen Beobachtungen entgehen zu lassen. Ich freue mich aber, mitteilen zu können, daß ein Querschliff, 8. albitisierter Glimmerschiefer des Pennins, nach x , N—S-Eingang ins obere Zopponitzkar ober Ollschützen Muhr, einwandfrei in Albit eingeschlossenem s_1 den Nachweis erlaubte, daß nur ein solcher Bewegungssinn möglich ist, der das Hangende nach N verschob. Wegen Quarzarinit war die Aufnahme seines Quarzgefüges nicht möglich.

Leoben, 30. April 1926.

Dr. W. Schmidt.

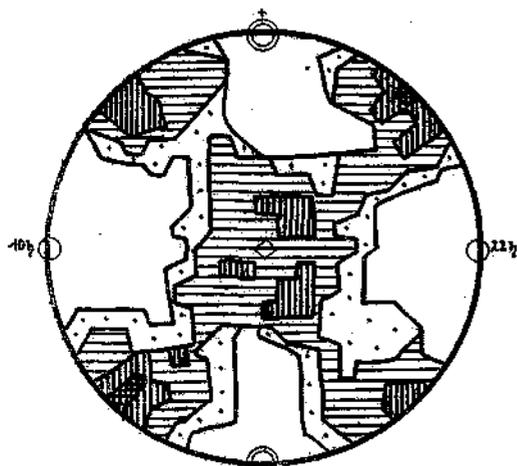


Fig. 1. 12. Quarzit.
Lantschfeld vor Tweng. 337 P.

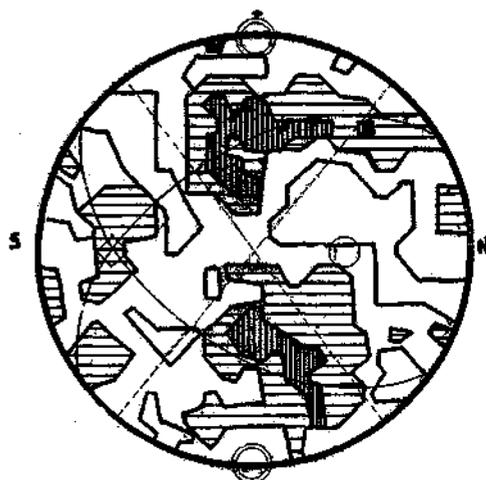


Fig. 2. 23. Quarzit.
Beilhütte. 273 P.

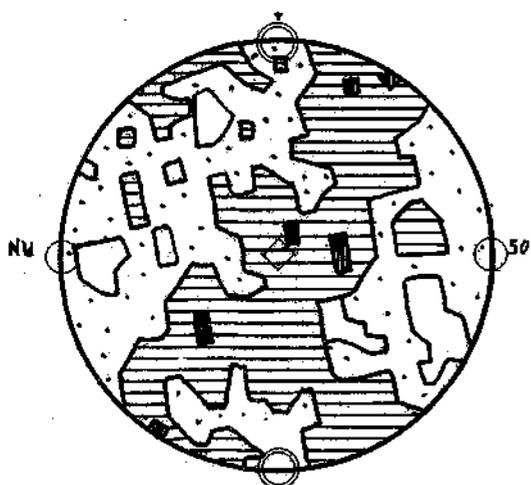


Fig. 3. 17. Quarzit.
Leckenkuppen. 401 P.

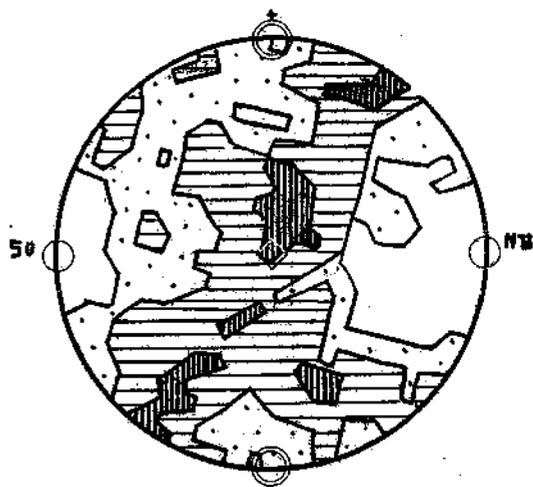


Fig. 4. 13. Quarzphyll.
Znota unġ. Blasnerġurm. 299 P.

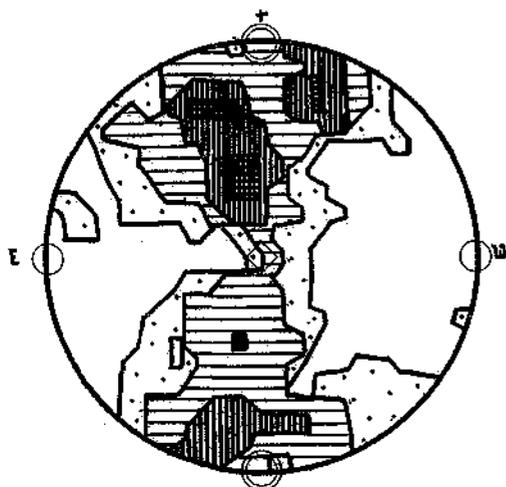


Fig. 5. 20. Diaphthorit.
Tauriskia. 378 P.

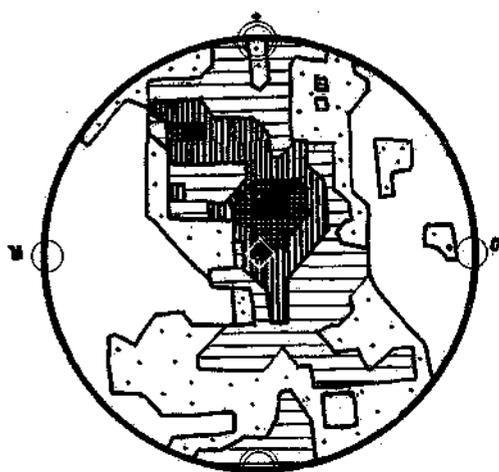


Fig. 6. 7. Gneis.
Muhr N. 178 P.

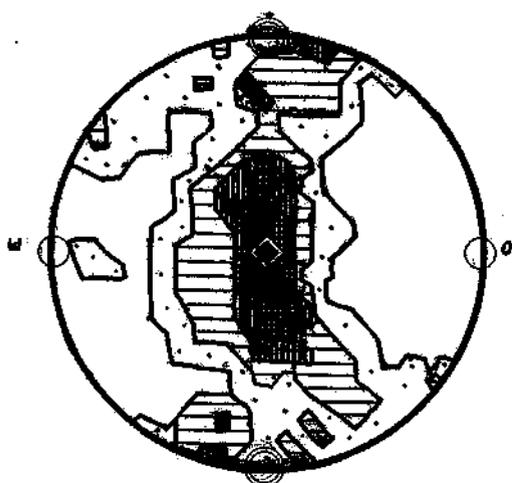


Fig. 7. 3. Glimmerschiefer.
Oblitzen. 332 P.

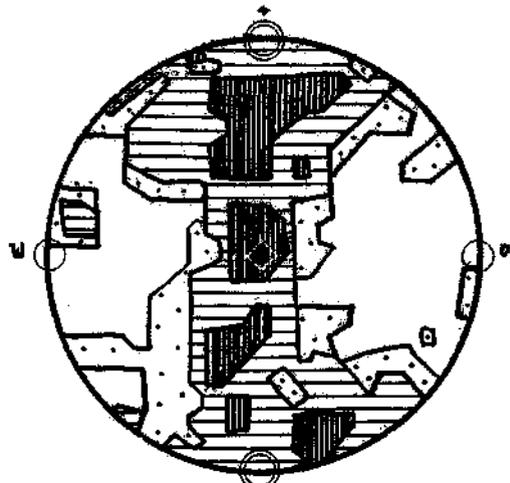


Fig. 8. 4. Gneis.
Rotgülden. 300 P.

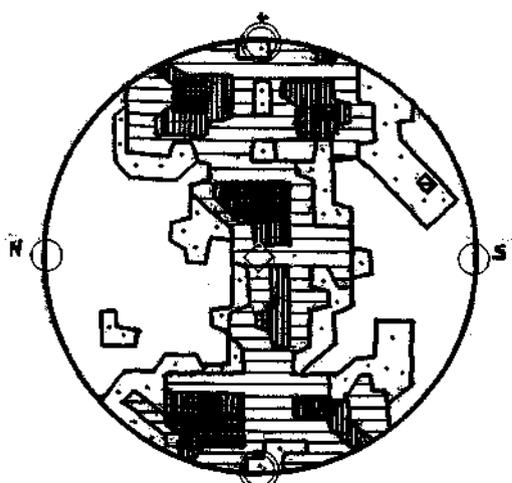


Fig. 9. 26. Quarzit.
Abstieg v. vord. Seekar, Lantschfeld. 207 P.

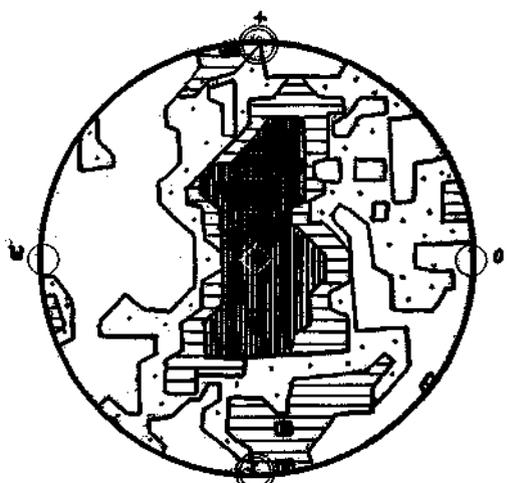


Fig. 10. 18. Quarzit.
Strimskogel. 223 P.

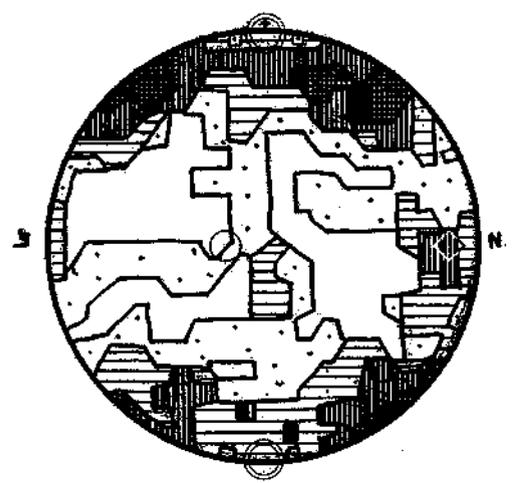


Fig. 11. 24. Quarzit.
Zw. Dickenbauer und Beilhütte. 185 P.

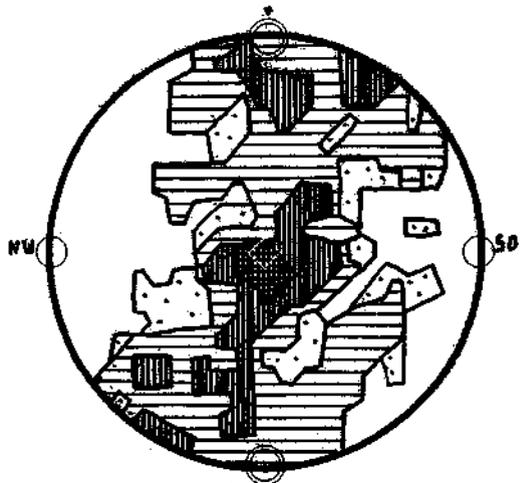


Fig. 12. 11. Phyllit.
Znota, Grubachsch. 148 P.

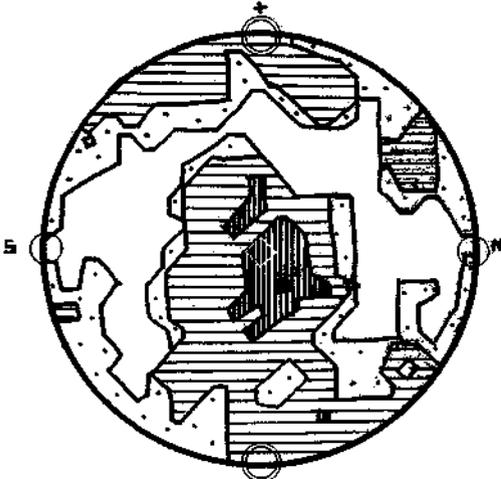


Fig. 13. 27. Quarzit.
Zw. Kesselkogel und Blausee. 340 P.

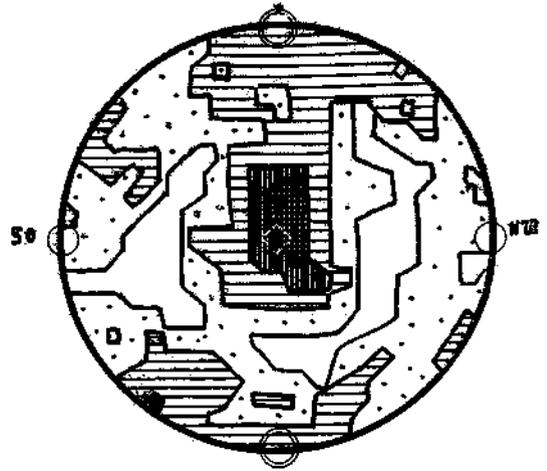


Fig. 14. 10. Glimmerschiefer.
Znotengraben unten. 323 P.

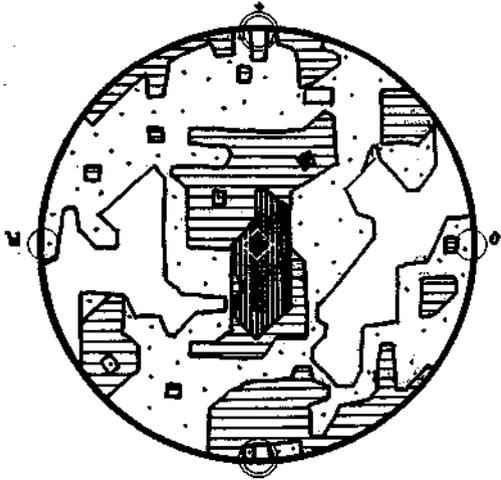


Fig. 15. 6. Glimmerschiefer.
Ob. Ende d. Zopponitzschlecht. 273 P.

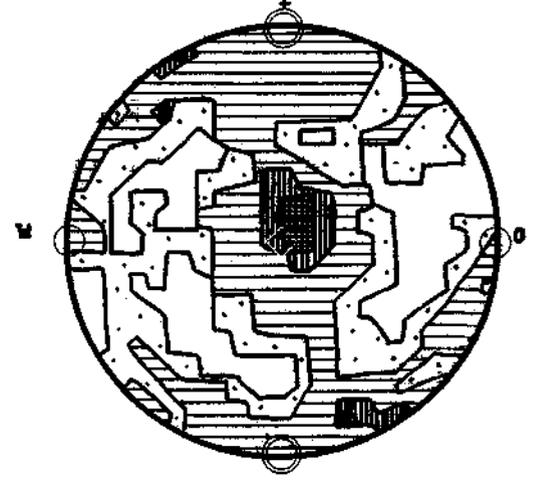


Fig. 16. 5. Kalkglimmerschiefer.
Jedl, Muhr. 300 P.

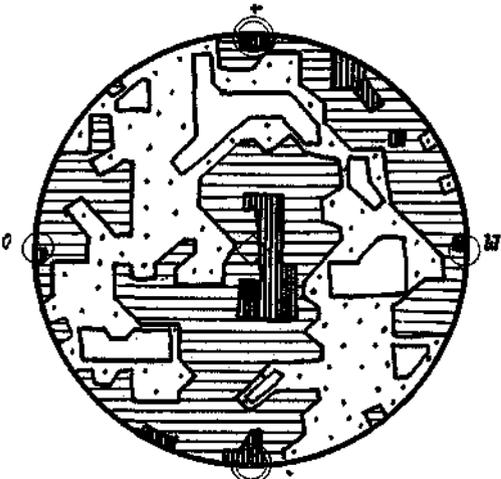


Fig. 17. 9. Kalkphyllit.
Unt. d. Zopponitzscharte. 220 P.

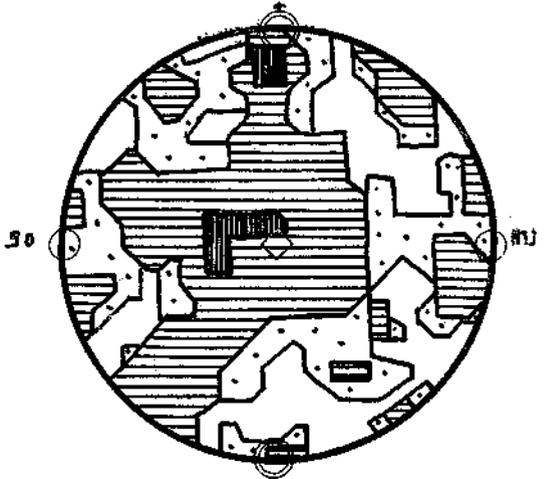


Fig. 18. 1. Kalkphyllit.
Unt. d. Zopponitzscharte. 233 P.

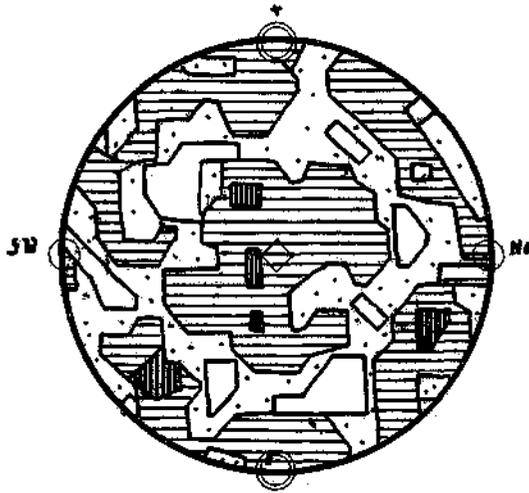


Fig. 19. 2. Albitschiefer.
Zopponitzschlucht. 253 P.

Zeichenerklärung.

Auf 1⁰/₁₀ der Halbkugel entfallen

- | | | | |
|---|--|---|----------------------------|
|  | 0—5 ⁰ / ₁₀₀ |  | x. Durchbewegungsrichtung |
|  | 5—10 ⁰ / ₁₀₀ |  | y, tektonisches Streichen. |
|  | 10—20 ⁰ / ₁₀₀ |  | z, Schieferungspol. |
|  | 20—30 ⁰ / ₁₀₀ | | |
|  | 30—40 ⁰ / ₁₀₀ | | |
|  | > 40 ⁰ / ₁₀₀ vermessener Quarzlagen. | | |

Tektonik und Hydrologie der Südostecke des Raxgebirges.*)

Von Dr. L. Waagen.

(Mit 12 Textfiguren.)

1. Einleitung.

Mit dem geologischen Bau des Raxgebirges haben sich bereits zahlreiche Forscher beschäftigt. Dennoch geht unsere Kenntnis von der Schichtfolge in jenem Gebirge fast ausschließlich auf die bezügliche Veröffentlichung von Geyer¹⁾ aus dem Jahre 1889 zurück. Die neueren geologischen Arbeiten über das in Rede stehende Gebiet haben sich dagegen vorwiegend mit der Tektonik beschäftigt, und ich nenne von diesen als die wichtigsten jene von Kober²⁾ 1912, von Ampferer³⁾ 1918 und von Staub⁴⁾ 1924. Die wichtigsten Arbeiten über die Morphologie der Rax stammen von Götzinger⁵⁾ aus den Jahren 1913 bis 1917 sowie von Baedeker⁶⁾ 1922. Manches darüber findet sich auch in der Länderkunde von Krebs⁷⁾ 1913. Mit der Hydrologie des Gebietes beschäftigten sich eine ganze Anzahl Arbeiten, welche später noch genannt werden müssen.⁸⁾

2. Der Gebirgsbau.

Durch die tektonischen Arbeiten der letzten Jahre wurde übereinstimmend festgestellt, daß die großen Kalkstöcke der Rax, des Schneeberges usw., welche im Landschaftsbilde so eindrucksvoll hervorragen, der juvavischen Schübmasse angehören. Schon Haug hat diese juvavische Masse in zwei Decken gegliedert, und damit übereinstimmend haben auch Kober²⁾ und Staub⁴⁾ eine tiefere „Hallstätter Decke“ und eine höhere „Dachsteindecke“ unterschieden.

Ich bin nun nicht in der Lage, das Zutreffen dieser Einteilung über weite Gebiete hin zu beurteilen, allein für den Gebirgsstock der Rax möchte ich sie jedenfalls übernehmen, da sie mir nach meinen Beobachtungen hier zutreffen scheint. Es muß aber hinzugefügt werden, daß Ampferer³⁾ in dem in Rede stehenden Gebiete bloß das Vorhandensein einer einzigen Decke, welche er als „Hochalpine Decke“ bezeichnet, annimmt und deren Zweiteilung ablehnt. Allerdings scheint mir im Falle der Rax selbst kein so großer Gegensatz zwischen den beiden Auffassungen zu bestehen, denn Ampferer³⁾ sagt von jenem Schichtenstreifen an der Südseite der Rax, welchen Kober der Hallstätter

*) Der wesentliche Inhalt dieses Aufsatzes wurde schon in einem Vortrage am 15. Dezember 1925 in der Geologischen Bundesanstalt gebracht.

Decke zuweist: „Der Schichtstreif läßt sich als ein randlich abgesunkener Teil der Kalktafel begreifen, welcher bei den nachgosauischen Bewegungen von der großen Tafel etwas überwältigt worden ist,“ und weiters: „Die Aufschlüsse an den Seiten des Schwarzadurchbruches . . . zeigen, daß dieser Schollenstreif sehr steil unter die Kalktafel einfällt.“ Wir werden auf diese Ausführungen nach Besprechung der Schichtfolge nochmals zurückkommen.

3. Die Schichtfolge.

Nach Kober hesteht die Dachsteindecke im wesentlichen aus Werfener Schichten, die meist eine Gliederung in Schiefer, Kalk und Rauchwacke zulassen, darüber aus Ramsau- oder Wettersteindolomit und Dachsteinkalk, über welchen stellenweise auch noch jüngere Schichtglieder folgen. Eine ganz ähnliche Zusammensetzung besitzt aber auch die Hallstätter Decke, doch bestehen immerhin einige bezeichnende Unterschiede. So beginnen die Werfener Schichten zumeist mit einem Konglomerat (Verrucano), und unter diesen werden häufig wieder ältere, paläozoische Schichtglieder angetroffen, welche an vielen Stellen durch die Einlagerung grüner, roter und violetter Gesteinsschollen ausgezeichnet erscheinen, die aus verschiedenen Eruptivgesteinen, Porphyren (Porphyroide), Serpentin und Diabas hervorgegangen sind. Ein weiterer Unterschied gegenüber der Dachsteindecke besteht darin, daß sich in der Hallstätter Decke eine reichere Triasserie vorfindet und sich über der Trias zumeist noch jüngere Schichten einstellen, wobei Ablagerungen der Gosaukreide gewöhnlich den Abschluß bilden.

Dabei ist zu hemerken, daß auch Ampferer⁹⁾ das Vorhandensein einer reicheren Triasserie sowie die Bedeckung mit Gosauschichten für den Schichtstreif „vom Sängerkögel bei Hirschwang bis zum Gösing bei Sieding“ ausdrücklich hetont, und gerade dieser Schichtstreif ist mit der Hallstätter Decke Kobers ident.

4. Ausmaß des Deckenschubes.

Es ist nun die Frage, auf welche Entfernung tatsächlich die Dachsteindecke über die Hallstätter Decke darüberschoben erscheint. In dieser Hinsicht dürfte das bereits von Geyer festgestellte Gosauvorkommen am Ausgange des Großen Höllentales von ausschlaggebender Bedeutung sein. Geyer¹⁰⁾ glaubte, daß hier die Gosauschichten eine Störung, „welche zur Kreidezeit wahrscheinlich noch durch Depression markiert war“, verdeckte, während Ampferer „zu der Vorstellung von uralten Talgefäßen“ kommt, „in denen bereits die Gosaueneere gelegen haben“ und damit die alte Idee von den Fjorden der Gosauzeit wieder in die Literatur einführt. Stellen wir uns dagegen auf den Standpunkt, daß hier zwei Decken übereinander liegen und daß die Gosauablagerungen auf dem Rücken der tieferen, der Hallstätter Decke liegen, so wäre dieses Gosauvorkommen als Fenster zu betrachten. Es hat ja den Anschein, als ob dort an Ausgange des Großen Höllentales die Gosau unter der Trias der Dachsteindecke auftauchte, und tatsächlich erwähnt auch Geyer, daß er in naher Verbindung mit diesem Gosauvorkommen auch kleine Stücke von Werfener Schichten gefunden hätte, doch suchte dieser das

Anstehende derselben, seinen theoretischen Vorstellungen entsprechend, noch unter der Gosau, während diese Werfener Schichten hier die Basis der Dachsteindecke bilden würden und daher über der Gosau gesucht werden müßten. Ich möchte hier jedoch bemerken, daß auch Ampferer in dem Profil durch das Große Höllental, das er in seiner Fig. 67 gibt, die Sachlage so darstellt, als ob Triaskalke den Gosau mergeln auflagern würden. Ist aber das in Rede stehende Gosauvorkommen tatsächlich als Fenster zu betrachten, so wäre damit eine Schubweite von 4·5 km erwiesen. Wieso es aber kommt, daß zwischen dem Untertauchen der Hallstätter Decke oberhalb Hirschwang und dem Ausgang des Großen Höllentales der Rücken dieser Decke unsichtbar bleibt und erst an dieser Stelle wieder auftaucht, davon soll noch später die Rede sein.

5. Die Bruchtektonik.

Mit dem Gesagten möge die Stellung der Rax im Deckenbau der nördlichen Kalkalpen hinreichend gezeichnet sein. Es ist aber auch schon lange bekannt, daß die Detailtektonik dieser Gebirgsstöcke: Rax und Schneeberg sehr stark durch Bruch- und Störungslinien bedingt wird. Suess¹¹⁾ hat schon 1864 die „Rohrbacher Störungslinie“ erkannt und entsprechend herausgehoben, er verfolgte sie jedoch nach W bloß über den Krummbachsattel bis in den Schloßalpengraben. Die Anknüpfung an Bruchlinien weiter im W bis in die Frein, welche Suess auf S. 47 seiner Arbeit versucht, ist ja nicht aufrechtzuerhalten und wurde auch bereits von Geyer in verschiedene andere Bruchlinien aufgelöst, Geyer¹²⁾ selbst hat die Rohrbacher Störungslinie vom Krummbachsattel über den Prettschachersattel in den Oberen Stadelwandgraben gezogen und es erscheint mir zweifellos, daß auch der Untere Stadelwandgraben dieser Bruchlinie zugehört, so daß sie damit den Schwarzadurchbruch erreicht. Geyer hält hier offenbar dafür, daß der Bruch in dem Durchbruchstale selbst weiterführe, denn er spricht von einer „Verdrückung der Störung“ zwischen dem Stadelwandgraben und der Mündung des Großen Höllentales: ich habe nicht die Überzeugung gewinnen können, daß dem so ist, doch bin ich auch nicht in der Lage, begründete Gegenbeweise anzuführen. Nach Geyer setzt sich dann diese Störungslinie durch das Große Höllental — wobei er das besprochene Gosauvorkommen als Beweis anführt — über das Gaisloch und die Eishütten bis in die Gegend der Siebenbrunnwiese hin fort. Diese Angaben stimmen mit meiner Auffassung sehr gut überein, nur möchte ich diese Störung direkt als Bruch bezeichnen und als deren westliches Ende den „Schneegeben“ zwischen der Heukuppe und dem Großen Wetterkogel ansehen.

Aber auch für den Südabsturz des Rax- und Schneebergmassivs nahm Suess¹³⁾ eine Bruchlinie in Anspruch. Er zog sie am Südgehänge der Raxalpe von Steiermark nach Njederösterreich hinüber, quer über das Reichenauer Tal, von Hirschwang nach Priggwitz und St. Johann und bis St. Lorenzen bei Neunkirchen. Diesen Bruch bezeichnete er als „Linie von Hirschwang“. Geyer¹⁴⁾ glaubt der Auffassung von Suess zustimmen zu können, indem er den Bruch bei Hirschwang an den

Fuß des Feuchter und durch die Gsohlwiese nördlich des Sängerkogels hindurchzieht.

Im Anschlusse daran sei auch noch daran erinnert, daß Krebs¹⁵⁾ die Linie von Hirschwang zwar nicht erwähnt, statt dessen aber die Felswände der Rax vom Gsohlhira bis zur Preiner Wand als jungen Bruch ansieht.

Meine Untersuchungen an der Südostecke des Raxstockes konnten nun feststellen, daß die „Linie von Hirschwang“ nicht existiert und daß auch der Abbruch, wenigstens in der Form, wie er von Krebs angenommen wird, nicht den Tatsachen entspricht. Dagegen war es mir möglich, das Vorkommen von anderen bisher noch nicht bekannten Bruchlinien in diesem Gebiete zu erkennen, welche für den feineren Bau desselben von großer Bedeutung sind, und manche frühere Beobachtung in einem neuen klärenden Lichte erscheinen lassen.

Diese Bruchlinien sind: der Bruch des Großen Wolfstales, der Finstertalbruch und der Gsohlhirabruch. Einzelheiten über deren Verlauf und Bau sollen später zur Darstellung kommen. Hier sollen zunächst aber einige grundsätzliche Erörterungen über die Mechanik der Brüche zusammengestellt werden als Ergebnisse von Beobachtungen und Untersuchungen, welche von mir seit Jahren, besonders in Bergbauen und Bergbaugebieten, angestellt wurden.

6. Mechanik der Brüche.

Schon eine ganze Reihe von Autoren hat sich in zahlreichen Veröffentlichungen mit den Problemen der Brüche und Verwerfungen beschäftigt. Ich führe nur aus der letzten Zeit die Arbeiten von Höfer-Heimhalt,¹⁶⁾ Köhler¹⁷⁾ und Stočes¹⁸⁾ an, da man in diesen die ältere Literatur hierüber verzeichnet findet. Sie alle bringen Ausführliches über die Einteilung der Verwerfungen, zum Teil auch über deren Entstehung, wobei die Untersuchungen von Höfer am tiefsten schürfen. Bezüglich der Entstehung finden wir da zwei große Gruppen unterschieden: Zugspalten und Druckspalten, während in der Gruppe der Verwerfungen der mechanische Gesichtspunkt nicht mehr entsprechend herausgearbeitet wird. Nur aus dem kurzen Abschnitte „Einfluß der Verwerfer auf das Nebengestein“ kann entnommen werden, daß Höfer auch hier die Gesetze der Spaltenbildung wirksam annimmt, so daß auf die Verwerfungen die gleichen Gesetze Anwendung finden müssen.

Meine Studien haben mich nun aber gelehrt, daß in zahlreichen Fällen bei der Bildung von Verwerfungen die Wirkungen von Zug und Druck gleicherweise, u. zw. aufeinanderfolgend, beteiligt sind, und daß diesem Umstande sowohl für die Arbeiten im Bergbau wie auch für die Morphologie der Oberfläche eine große Bedeutung zukommt.

Es ist bekannt, daß Brüche oder Verwerfungen durch eine einheitliche Gesteinsmasse häufig glatt hindurchsetzen. Dasselbe kann auch bei Schichtgesteinen der Fall sein, doch sieht man dort öfters Schleppung der Schichten längs der Verwerfung, ein Beweis, daß hier Zugkräfte mitgewirkt haben. Besonders ist die Wirkung von Zugkräften dann

deutlich festzustellen, wenn eine Ausdünnung der einzelnen Schichten gegen die Verwerfung hin beobachtet werden kann. Diese Erscheinungen sind alle schon vielfach beschrieben worden. Der nächste Fall ist dagegen meines Wissens in der Literatur noch nicht festgehalten. Es kommt nicht selten vor, daß massige Gesteinsmassen, besonders die Triaskalke unserer Hochgebirge, von einer Verwerfung durchschnitten werden und daß sich längs dieser eine Struktur einstellt, welche mit den Schleppungen die größte Ähnlichkeit aufweist, obwohl die Kalkmasse sonst ungeschichtet ist. Noch auffälliger wird dies, wenn diese der Schleppung ähnelnde Erscheinung bloß auf einer Seite des Bruches auftritt, die andere dagegen erkennen läßt, daß die ganze Gesteinsmasse in eine Riesenbreccie aufgelöst wurde. Ganz der gleiche Fall ist auch bei geschichteten Gesteinen — ich habe hier immer in erster Linie Kalke im Auge — zu beobachten: hier sieht man nicht selten auf der einen Seite des Bruches wieder Schleppung, die hier wohl als echte Schleppung gedeutet werden kann, und auf der anderen Seite Breccienstruktur. Aber auch noch andere Ungleichartigkeiten zu beiden Seiten eines Verwurfes konnten von mir beobachtet werden. Es kommt nicht selten vor, daß die eine Seite eine schön geglättete Rutschfläche aufweist, oder das feste Gestein (nicht nur der Rutschbelag, wie es Höfer annimmt) erscheint zu „Rutschlappen“ ausgewalzt, während die andere Seite eine verfestigte Trümmerbreccie darstellt. All diese Ungleichseitigkeiten entlang der Verwerfungen sind aber durch den Vorgang bei ihrer Entstehung, wie man sie bisher kannte, nicht zu erklären. Dagegen wird sie sofort klar, wenn wir die Mechanik der Entstehung in zwei aufeinanderfolgende Phasen auflösen.

Der glatte Bruch durch eine einheitliche, ungeschichtete Gesteinsmasse, sagen wir einen Kalk, kann nur relativ plötzlich in sprödem und daher nur wenig belastetem Gestein entstehen. Die Ursache ist wohl in der Auslösung von Spannungen zu sehen. Solche können in erster Linie dadurch erzeugt werden, daß z. B. eine mächtige Kalktafel über eine gemuldete Unterlage hinweggeschoben wird, wobei einerseits die Plastizität der Kalktafel nicht ausreicht, um sich dieser Muldung anzuschmiegen, andererseits aber auch ihre innere Festigkeit nicht hinreicht, um als Gewölbe darübergerbreitet zu liegen. Dann entsteht wohl ein relativ plötzlicher Bruch, an welchem eine Scholle absinkt. Die gleiche Erscheinung des glatten Bruches stellt sich aber auch an den Rändern der Kalktafeln ein, wenn das weichere unterlagernde Gestein, z. B. Werfener Schiefer, dem auflastenden Gewichte nicht hinreichenden Widerstand bieten kann oder durch Auswaschung und Verwitterung z. T. weggeführt wird.

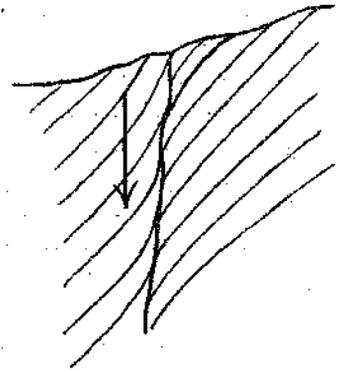


Fig. 1.

Gleichseitige Verwerfung.

Schichtschleppung längs einer Verwerfung.

Die Schichten zeigen Ausdünnung in geringem Maße gegen die Verwerfung hin.

Ganz die gleichen Erscheinungen werden, wenn auch seltener, bei geschichteten Gesteinen, besonders Kalkstein, bei identen Bedingungen angetroffen.

Liegen solche geschichtete Kalke jedoch unter einer starken Decke anderer Gesteine, so daß sie noch eine gewisse, wenn auch nur latente Plastizität besitzen, so wird sich längs des Bruches Schleppung beobachten lassen, d. h. die Gesteinsschichten werden infolge der Abwärtsbewegung des einen Teiles zunächst einmal nach unten gebogen, wobei auch eine Ausdünnung stattfinden kann, und erst wenn die Elastizitätsgrenze überschritten ist, tritt der Bruch ein. Auch dieser Vorgang ist eine Folge der Zugbeanspruchung der Schichten und reiht sich zwanglos in die besprochenen Erscheinungen ein (s. Fig. 1).

Schließlich ist noch der besondere Fall zu erwähnen, daß auch massige Kalke längs einer Verwerfung mitunter Gefügeveränderungen erkennen lassen, welche an Schleppungen erinnern. Ich muß gestehen, daß ich mir darüber noch nicht im klaren bin, ob diese Erscheinungen tatsächlich als echte Schleppungen anzusehen sind, worauf mir das Vorkommen zu beiden Seiten der Verwerfung hinzudeuten scheint, oder ob es sich hier um Wirkungen des Druckes handelt, wie solche noch weiter zu besprechen sein werden.

Diese letzte Art der Verwerfung ist meines Wissens noch nicht beschrieben worden, doch reiht sie sich an die vorausgehenden insofern an, als sie aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls Zugwirkungen ihre Entstehung verdankt, besonders aber deshalb, weil sich auch hier zu beiden Seiten der Verwerfung gleiche Erscheinungen ausgebildet haben.

Dieser Gruppe der „gleichseitigen Verwerfungen“ möchte ich aber jene der „ungleichseitigen Verwerfungen“ gegenüberstellen, welche bisher, wenn auch nicht der Beobachtung — denn dem praktischen Bergmanne ist ihr Vorkommen schon lange bekannt — so doch einer wissenschaftlichen Behandlung entgangen zu sein scheint.

Ihre besondere Eigentümlichkeit ist schon durch ihren Namen hervorgehoben und wurde auch bereits vorangehend angedeutet. Sie besteht darin, daß die beiden Seiten einer solchen Verwerfung vollkommen verschiedene Ausbildung besitzt. Als der hier zu erörternden Gruppe von Verwerfungen gemeinsam kann hervorgehoben werden, daß die eine Seite derselben stets als mehr-weniger glatte Bruchwand sich darstellt, welche in höherem oder geringerem Maße Glättung u. dgl. aufweist, während das Gestein der anderen Seite stets in eine Breccie aufgelöst erscheint. Durch das Hinzutreten verschiedener Umstände entwickeln sich sodann aus diesem Schema die verschiedenen Abarten. In allen Fällen hat man sich aber die Entstehung der ungleichseitigen Verwerfungen so vorzustellen, daß zunächst einmal ein gewöhnlicher gleichseitiger Bruch mit oder ohne Schleppung auftrat; darauf deutet die glatte Bruchwand, die sich regelmäßig vorfindet, mit Sicherheit hin. Dann muß aber auch noch eine zweite Bewegungsphase stattgefunden haben, welche sich unter Pressungserscheinungen vollzog. Dabei hat sich jene Scholle bewegt, welche zur Breccie zertrümmert wurde. Die andere Seite blieb dagegen ruhig in ihrer Lage und hatte bloß den Druck auszuhalten. Die Wirkung dieses Druckes läßt sich aber in verschiedener

Hinsicht gut feststellen: wir finden stets eine Verfestigung des Gesteinsmaterials. Weiters entstehen senkrecht auf die Druckrichtung Druckdiaklasen, allerdings zumeist in größeren Abständen (s. Fig. 2). Durch den Druck, in Verbindung mit der Bewegung der Gegenscholle, wird auch die Glättung der Oberfläche erzeugt und Rutschstreifen gebildet. Bei Verwerfungen, welche sich im großen studieren lassen, also im Hochgebirge, kann man des weiteren erkennen, daß das Gestein unter dem großen Pressungsdruck auch verschieden stark in Anspruch genommen wurde, je nach seiner Widerstandsfähigkeit, denn auch anscheinend gleichförmige Ablagerungen verhalten sich stellenweise oder zonenweise gegen Druck ziemlich stark verschieden. Dadurch kann die Oberfläche des Gesteines an der ursprünglichen Bruchwand direkt zu Rutschlappen größten Formates umgeformt

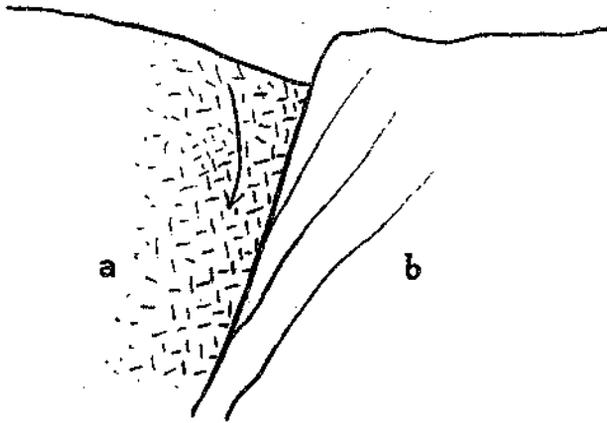


Fig. 2.

Ungleichseitige Verwerfung.

a Riesenbreccie. b Druckdiaklasen.

(Die Diaklasen bilden einen Winkel mit der Verwerfung weil die Bewegung nicht mit dieser parallel, sondern bogenförmig stattgefunden hat (siehe Pfeil); Schrägstellung der Scholle a)

werden und selbst eine Kannelierung (Riefelung und Auskehlung) größten Maßstabes kann stattfinden.

Die Gegenseite der Verwerfung hat sich infolge der Reibung bei der Bewegung in eine Breccie aufgelöst. Aber auch dabei können noch verschiedene Bedingungen ändernden Einfluß nehmen.

Ich kenne Fälle, in welchen das in Breccie umgewandelte Gesteinsmaterial allmählich in das normale Gestein übergeht, andere Fälle, bei welchen die Breccie selbst wieder Schleppungserscheinungen erkennen läßt, und endlich Fälle, bei welchen nach Erzeugung der Breccie nochmals ein derartiger Druck zur Wirkung kam, daß auch noch in dieser, senkrecht zur Druckrichtung, Diaklasen entstanden.

Dieser immerhin noch einfache Bau der ungleichseitigen Verwerfungen kann jedoch unter dem Einfluß verschiedener Umstände weitaus mannigfaltiger werden. Solche Umstände seien hier bloß andeutungsweise genannt, wie die Lage der ursprünglichen Bruchfläche (saiger oder

geneigt), Schichtung des ursprünglichen Gesteins, Druckrichtung senkrecht auf die ursprüngliche Bruchfläche oder in einem Winkel zu derselben, Bewegung der absinkenden Scholle parallel zur ursprünglichen Bruchfläche oder in einem Winkel dazu oder drehend. Es würde zu weit führen, all diese möglichen Komplikationen und deren Auswirkungen hier zu untersuchen, es mögen die obigen Andeutungen genügen, zumal sie für unsere Zwecke, die Analyse der Raxbrüche, ausreichen. Es wird sich aber zeigen, daß erst die hier ausgeführten grundsätzlichen Erörterungen über die Mechanik der Verwerfungen die Möglichkeit bieten, eine morphologische Analyse von Brüchen im Hochgebirge durchzuführen.

7. Das Große Höllental.

Das große Höllental ist schon von zahlreichen Autoren bearbeitet worden. Geyer erkannte als erster, daß es durch eine Störungslinie bedingt sei, deren Fortsetzung in den Lechnermauern und der Hohen Lehne zu erkennen sei. Götzinger, Elsa Rotter, Baedeker und neuestens auch Lichtenecker untersuchten, welchen Anteil die Glazialerosion an der Ausgestaltung dieses Taltroges besitze und beschäftigten sich überhaupt näher mit der Morphologie des Tales. Dennoch erscheint es mir notwendig, hier noch verschiedene Punkte zu erörtern, welche ein tieferes Eindringen in die Beurteilung der hier vorliegenden Formenelemente gestatten.

Nach allem unterliegt es keinem Zweifel, daß das Große Höllental in seiner ersten Anlage durch eine Störungslinie, einen Bruch oder eine Verwerfung, gleichgültig wie man diese Dislokation bezeichnen will, bedingt erscheint. E. Rotter¹⁹⁾ nimmt an, daß der Westteil der Rax längs dieser Linie gehoben wurde, während ich den Beweis zu erbringen versuchen werde, daß im Gegenteil die südöstliche Scholle abgesenkt wurde.

Unbestritten ist es auch, daß an der Ausgestaltung des Großen Höllentales glaziale Erosion zumindest Anteil hatte, wenn auch das Maß derselben von verschiedenen Autoren verschieden hoch eingeschätzt wird. Ein Umstand scheint mir jedoch bei allen bisherigen Untersuchungen noch ungeklärt geblieben zu sein, auf den hier zunächst aufmerksam gemacht werden soll. Am Gaislochboden haben wir ein prächtiges glaziales U-Tal vor uns, und wir können uns ganz gut vorstellen, daß in der Diluvialzeit vom Raxplateau ein Gletscher abfloß, welcher diesen Trog schuf und vollständig erfüllte. Dieses Tal bricht jedoch in den Wänden des Gaisloches plötzlich ab und setzt sich in dem Großen Höllental fort, das für den Gletscher des Gaislochbodens unbedingt als überdimensioniert bezeichnet werden muß. Man könnte diese Talbreite nur dann verstehen, wenn sich hier noch ein starker Seitengletscher mit dem Gaislochgletscher vereinigt hätte. Dies war aber nicht der Fall, denn wenn auch in der Säulstatt aller Wahrscheinlichkeit nach ein kleiner Gletscher vorhanden war, welcher sich in der Gegend der Teufelsbadstube mit dem anderen vereinigte, so wurde dadurch die Gletschermasse im Großen Höllental doch keinesfalls in einem solchen

Maße vergrößert, daß sie den Dimensionen dieses Tales angepaßt gewesen wäre.

Dieser Meinung ist auch Lichtenecker, welcher daher das Große Höllental als Karstsacktal anspricht und in nur untergeordneter Weise vom Gletscher beeinflußt hält. Im wesentlichen kann ich ihm hierin zustimmen, wenn auch im Detail unsere Ansichten ziemlich weit auseinandergehen. Über die Entstehung derartiger Karstsacktäler brauche ich mich wohl nicht zu verbreiten, sondern kann deren Entwicklung als bekannt voraussetzen. Ungelöst bleibt jedoch auch hiebei die Frage, weshalb das Große Höllental bezüglich seiner Dimensionen im Gebiete des Rax- und Schneebergstockes einzig dasteht, weshalb sich dieses riesige Sacktal gerade hier entwickeln konnte und weshalb es durch die Cepel- und Gaislochwand in fast gerader Linie seinen Abschluß findet.

Lichtenecker entwickelt die Entstehung eines Karstsacktales nach theoretischen Gesichtspunkten, kommt aber für das Höllental (insbesondere die Felsstufe am Gaisloch) zu dem Schlusse, daß hier „ursprünglich viel größere Wassermassen“ am Werke gewesen sein müssen, und bringt diese Feststellung ideell mit der „mächtigen Höllentalquelle“ in Verbindung. Nun ist ohne weiteres zuzugehen, daß der Austritt einer Vaclusequelle von dieser Größenordnung sehr gut die Bildung des Großen Höllentales bewirkt haben könnte. Bei Zutreffen dieser Voraussetzung müßten aber in der Gegend der Gaislochwand noch deutliche Spuren des Vorhandenseins eines ehemaligen starken Höhlengerinnes zu beobachten sein und der Gaislochboden müßte Windlöcher und zahlreiche große Dolinen aufweisen. Von all dem ist aber nichts vorhanden, und es dürfte überhaupt schwer sein, den Nachweis zu erbringen oder es auch nur wahrscheinlich zu machen, daß das Wasser der Höllentalquelle aus der Gegend des Gaislochbodens sich sammelt und dort bereits als unterirdisches Gerinne besteht.

Wir finden aber auch noch einen zweiten Grund für die Dimensionen des Großen Höllentales bei Lichtenecker angegeben: „Die Breite des Tales hängt mit der Breite des Grabenbruches und damit mit einem entsprechend ausgedehnten Kluftsystem zusammen.“ Nun ist es zwar richtig, daß das Tal einer starken Verwerfung folgt, allein ein „Gabenbruch“ im tektonischen Sinne, d. h. daß hier zwischen zwei ziemlich unverändert stehengebliebenen Sockeln eine lange schmale Scholle zur Tiefe gesunken wäre, besteht hier bestimmt nicht. Es ist somit auch diese Erklärung nicht zutreffend. Bloß das „ausgedehnte Kluftsystem“ dürfte insofern richtig sein, als hier, wie überhaupt häufig, ein ganzes Bündel paralleler oder annähernd paralleler Verwerfungen anzunehmen ist. Der wichtigste Grund dürfte jedoch darin zu suchen sein, daß die ganze Masse, welche den Raum des gegenwärtigen „Großen Höllentales“ ausfüllte, jene Reibungsbrecchie bildete, deren Entstehung vorangehend unrisen wurde und die auch aller Wahrscheinlichkeit nach von Diaklasen durchsetzt wurde. Wir haben somit in dem Raume des heutigen Großen Höllentales eine zerrüttete Masse anzunehmen, welche ihrer Zerstörung durch Wasser und durch das Eis des diluvialen Gletschers unvergleichlich geringeren Widerstand entgegensetzte als die Masse des übrigen Gebirges. Daß dabei Quellen von der Größenordnung, wie sie

heute im Gaisloch oder am Alpenvereinsweg entspringen, nicht hinreichen konnten, ist wohl klar, doch mag der Diluvialgletscher sowie dessen Schmelzwasser immerhin genug Kraft aufgebracht haben, um die Arbeit auszuführen, abgesehen davon, daß hier aller Wahrscheinlichkeit nach auch schon ein präglaziales Tal bestand.

Ich komme in diesem Zusammenhange nochmals auf den anderen Gletscher zurück, der wahrscheinlich in der Gegend der Säulstatt sich ausbreitete und der doch auch eine gewisse Größe besessen haben dürfte, denn die Teufelsbadstube möchte ich für einen Gletschertopf des hier herabkommenden Zungengletschers halten, beziehungsweise für einen Riesentopf des Schmelzwassers. Daß dieser aber gerade an dieser Stelle ausgestrudelet wurde, hat wieder darin seinen Grund, daß auch der Riß der Teufelsbadstube einer gegen SO einschneidenden Bruchlinie entspricht.

Zweifellos werden auch Kluftquellen an der Ausräumung des Großen Höllentales mitgewirkt haben, doch erscheint es mir unbedingte Grundbedingung, daß hier eben eine tektonische Zerrüttungszone vorlag.

Aber auch damit ist es noch nicht erklärt, weshalb dieses Sacktal durch die Čepelwand, Söldnerwand und Gaislochwand ein scharfes Ende findet und sich dann bloß in dem viel bescheideneren Profil des Gaislochbodens in das Gebirge weiter einschneidet. Der Grund ist darin zu sehen, und dies ist ebenfalls eine neue Erkenntnis, daß diese Wände durch west-östlich verlaufende Staffelbrüche gebildet werden. Derartige Brüche lassen sich im Hochgebirge aus der Entfernung oft viel deutlicher erkennen als aus unmittelbarer Nähe. Einen sehr guten Überblick erhält man von dem Punkte, wo der Preintaler Steig mit dem Wege durch die Teufelsbadstube auf der Höhe zusammentrifft. Aber auch auf dem Alpenvereinssteige fallen die treppenförmig übereinanderfolgenden Felswände auf, und selbst aus der ausgezeichneten Karte der Raxalpe von Freytag-Rohn ist diese geologische Treppe sehr gut herauszulesen. Daß dabei die Gaislochwand selbst durch Erosion etwas zurückgeschnitten wurde, darf nicht wundernehmen und bedarf auch keiner weiteren Erklärung.

Aber auch mit dem Gesagten erscheint mir die Morphologie des Großen Höllentales noch nicht geklärt. Die beiden Wandzüge, welche das Große Höllental einschließen, sind so ungleich, daß dies jedem Besucher auffallen muß. So ist der Zug der Klobenwand nahezu doppelt so hoch wie jener der Loswände. Auch Baedcker hebt schon hervor, daß die Klobenwände mit ihrem stellenweise fast einheitlichen Absturze von 700 m und mit einer durchschnittlichen Neigung von 64° als der höchste einheitliche Wandzug des ganzen Gebietes zu bezeichnen ist. Aber die Unterschiede gehen bis ins einzelne, was jeder Kletterer bestätigen wird: die Klobenwände sind durch ihre plattige Beschaffenheit und die zahlreichen Überhänge charakterisiert und die Kamme sind zumeist sehr eng und eher als Risse zu bezeichnen, welche hier weitaus überwiegen. Die Loswände dagegen sind viel stärker modelliert: zahlreiche hohe Felstürme ragen hier auf, die Steilheit der Wände ist viel geringer und geräumige Kamme sind in der Überzahl. Kurz der massigen Klobenwand steht die viel feiner gegliederte und niedrigere Loswand gegenüber.

Diese Gegensätze versinnbildlichen uns augenfällig den Unterschied zwischen der Pressungsscholle und der Bewegungsscholle längs einer ungleichseitigen Verwerfung. Die Klobenwand und ihre Fortsetzung, die Lechnermauern, die Hohe Lehne und der Predigtstuhl lassen uns den Rand der Pressungsscholle deutlich erkennen. An ihrem Fuße ungefähr verläuft die große Verwerfung und die Wände sind, durch die Pressung verfestigt, nur wenig zurückgewittert. Am deutlichsten unter diesen Wänden läßt die Klobenwand die Pressungswirkungen auch heute noch einigermaßen erkennen. Wenn man diese Wand vom Wachthüttelkamm aus betrachtet, so kann man immer noch andeutungsweise die durch die Pressung und die Rutschung gebildeten Riesenrutschlappen herausfinden und auch Spuren der Auskehlung (Kannelierung) sind noch zu erkennen. Die Plattigkeit dieser Wand ist dagegen auf die Druckdiaklasen zurückzuführen. Einzelne Platten aber lösen sich nun unter dem Einfluß der Verwitterung auf, und dies erklärt den starken Steinschlag in diesen Wänden.

Die Loswand dagegen als die bewegte Scholle wurde in sich zertrümmert, wodurch die Auflösung in Kulissen und Felstürme sowie das Einschneiden tiefer Kamine ermöglicht wurde und auch die starke Zurückwitterung einsetzen konnte.

Nur am südlichen Ende der Klobenwand besteht eine gewisse Ähnlichkeit mit der Loswand, insofern hier in der Gegend des Kohlröserl- (oder Fajkmayer)steiges und des Ebensteinerweges ebenfalls tiefe Kamine und Felstürme angetroffen werden. Diese Tatsache hängt jedoch damit zusammen, daß hier die Stufenbrüche der Gaislochwand und Söldnerwand in die Klobenwand einschneiden.

Bezeichnend für die Loswand ist es auch, daß man in derselben weder von Schichtung noch auch von Diaklasen irgend etwas wahrnehmen kann, obgleich auf der Höhe, z. B. in der Säulstatt, dort, wo der Schneegraben in den Riß der Teufelsbadstube übergeht, die Gesteinsschichtung deutlich zu erkennen ist. Dagegen macht das Gestein dieser Wand an manchen Stellen vollständig den Eindruck einer Riesebreccie.

Die weitere Fortsetzung des Großen Höllentales im Gaislochboden und „Im Geschirr“ bietet viel weniger Bemerkenswertes. Es kann nur hervorgehoben werden, daß man auch hier stellenweise das Vorhandensein von mehreren nahe benachbarten, parallelen Brüchen, also Verwerfungsbündel, beobachten kann, die sich durch Reihendolinen bemerkbar machen. Solche lassen sich in der Gegend der Wolfgang-Dirnbacher-Hütte und an anderen Stellen beobachten. Die Zerrüttungszone ist aber hier unvergleichlich schmaler als im Großen Höllentale, und dies ist darin begründet, daß die Bewegung der östlichen Scholle längs des Gaislochbodens und „Im Geschirr“ lange nicht so intensiv war, als längs des Großen Höllentales. Der Unterschied in der Bewegung wurde jedoch einzig durch die Querbrüche in der Söldner- und Gaislochwand ermöglicht. Die hohe Stufe am Gaisloch ist eben durch einen Bruch und nicht durch die Konfluenz zweier Gletscher bedingt, wie es Rotter meinte.

8. Der Bruch des Großen Wolfstales.

Baedecker hebt auf S. 72 seiner Arbeit, nachdem er den Bruch des Großen Höllentales beschrieben, ausdrücklich hervor: „Der größere übrige Teil der Raxalpe ist nicht von jüngeren Brüchen durchsetzt.“ Auch bei anderen Autoren finden wir keine weiteren Brüche angeführt, und selbst die neueste Arbeit von Lichtenecker, welche eine ziemlich weitgehende Schöllentektonik für die Rax annimmt, verzeichnet in der Südostecke keine Brüche.

Götzinger hat bereits 1913 (S. 44 und T. VII, Fig. 2) das Große Wolfstal als postpontischen Wildbachtrichter erklärt, und Baedecker folgte ihm 1922 (S. 18 und S. 69, Abb. II) in dieser Deutung nach, die er auch auf das Staudental und das Finstertal ausdehnte. Wenn man aber diese drei Täler auch nur etwa auf der Karte von Freytag-Rhon vergleicht, so erkennt man sofort, daß das Staudental sich ganz wesentlich von den beiden anderen Tälern unterscheidet. Das Staudental ist tatsächlich nichts anderes als ein Wildbachtrichter, dem man vielleicht noch den Wachthüttelgraben an die Seite stellen könnte, wogegen das Große Wolfstal und das Finstertal dem aufmerksamen Beobachter bald erkennen lassen, daß hier der Talbildung eine tiefere Ursache zugrunde liegen muß.

Auf der Seite des Schneeberges hat Geyer schon 1889 (S. 696) erkannt, daß „über die Knofeleben und den Lackaboden tatsächlich ein Bruch verläuft“. Über die weitere Fortsetzung dieses Bruches gegen W war er sich dagegen nicht klar; doch beschreibt er eine halbe Seite vorher sehr genau, daß sich in dem tief eingerissenen Graben des N-S verlaufenden Abschnittes des Krummbachgrabens südliches Verflächen beobachten lasse, „eine Fallrichtung, die sich vom Prettsbacher quer über den Weg bis auf den Abhang des Krummbachsteins deutlich verfolgen läßt“, und die danu höher oben in der schmalen Klamm von Nordfallen abgelöst wird. Dieses auffallende südliche Verflächen ist aber meiner Überzeugung nach wieder nichts anderes als Schichtschleppung (oder Diaklasbildung?) längs der Verwerfung, die über die Knofeleben streicht.

Diese Verwerfung zieht somit von der Knofeleben durch den Knofelebengraben und den unteren Krummbachgraben über Kaiserbrunn und dann hinüber in das Große Wolfstal. Auch bei Kaiserbrunn hat Geyer infolge seiner genauen Beobachtungen den Beweis hiefür beigebracht, ohne allerdings seine Feststellungen in dieser Hinsicht auszuwerten. Auf S. 693 und 694 gibt er ausdrücklich an, daß bei dem Quellaustritt des Kaiserbrunnens der untere Dolomit des Muschelkalkes auftritt und zeichnet dies auch in seinem Profil 14 ein. Damit erscheint aber der Verlauf dieser Bruchlinie bis zum Schwarzatale erwiesen.

Hier setzt sie sich nun in das Große Wolfstal hinüber fort, und zwar ist sie die einzige Bruchlinie, welche eine derartige direkte Fortsetzung über das Tal hin besitzt, denn sowohl die Bruchlinie des Großen Höllentales wie auch die Bruchlinie, welche durch den Stadelwandgraben vom Schneeberg herabzieht, stößt am Schwarzatale ab.

Es wird nun unsere Aufgabe sein, zu zeigen, daß das Große Wolfstal tatsächlich einer Bruchlinie entspricht. Da mag nun zunächst als höchst auffällig hervorgehoben werden, daß dieses Tal, obwohl es sich vollständig als Wildbachgraben präsentiert, doch niemals Wasser führt, ja diese Wasserlosigkeit erscheint am einwandfreiesten dadurch erwiesen, daß die Pension „Schnepf“ unmittelbar dem Talausgange quer vorgebaut werden konnte. Dazu ist noch zu bemerken, daß es auch als sehr auffällig hervorgehoben werden muß, daß dieses Tal als einziges nicht bis zur Schwarzasohe eingeschnitten ist, sondern mit einer Stufe endet, obgleich es viel weiter in das Gebirge hineinragt als das Staudental oder der Wachthüttelgraben, und überdies auch noch die Wassermengen des ihm zukommenden Finstertales abführen sollte. Diese Stufenmündung des Großen Wolfstales wird eben nur dann begreiflich,



Fig. 3. Fuß der zirka 4 m hohen Wandstufe im Großen Wolfstal.

Der Verwerfungsbruch ist sehr deutlich sichtbar. Links davon ist das Gestein in eine Breccie aufgelöst, aber längs des Bruches wieder geglättet. Rechts von der Hauptverwerfung die massigen Kalke. Dazwischen eine eingekeilte Scholle.

(Nach Photographien von L. Waagen, gezeichnet von Fr. Huber.)



Fig. 4. Blick von der Wandstufe im Großen Wolfstale auf den Schneeberg.

Links sieht man die geschleppten Kalkbänke, während rechts die steilen Absonderungen in den Trümmerbreccien sichtbar sind.

wenn man sich vor Augen hält, daß es keine Wasserführung mehr besitzt. Vielleicht mag uns die Mündungsstufe des Tales den Maßstab für die postdiluviale Tieferlegung des Schwarzalaufes abgeben. Dem Großen und Kleinen Wolfstal (Finstertal) ist ein ziemlich ausgedehntes Niederschlagsgebiet tributär, und wenn diese beiden Täler dennoch kein Wasser führen, ja es sogar derzeit kaum zur Bildung kurzer, bald wieder verschwindender Wildbäche kommt, so erblicke ich darin einen deutlichen Beweis dafür, daß das reichliche Niederschlagswasser jener Gegend längs einer Bruchlinie in die Tiefe versinken muß.

Dieser Schluß erhält dadurch seine volle Bestätigung, daß das Vorhandensein dieser Brüche stellenweise deutlich beobachtet werden kann. Besonders günstig ist in dieser Beziehung der hohe Felsabsatz, der durch einen versicherten Klettersteig überwunden wird, welcher direkt neben dem Bruche emporführt. Dieser Bruch zeigt sich hier als sehr steil, etwa unter 80° gegen SSO geneigt (s. Fig. 3). Blickt man dann von diesem

Punkte aus talauswärts, so sieht man auf der linken Talseite Felswände, die nicht nur deutliche Schichtenschleppung erkennen lassen, sondern überdies auch Druckdiaklasen zeigen. Auf der rechten Talseite dagegen, und zwar läßt sich dies besonders gut etwas oberhalb des Felsabsatzes erkennen, wenn man zurückblickt, ragen Felstürme auf, welche durch dem Hauptbruche parallele Diaklasen abgespalten wurden und die aus einer groben Gesteinsbreccie bestehen (s. Fig. 4). Wir haben hier somit wieder genau dieselben Elemente einer ungleichseitigen Verwerfung vor uns: auf der einen Seite die Pressungsscholle mit den Schleppungen und Diaklasen, auf der anderen Seite die Bewegungsscholle mit den Breccien, die hier überdies auch nochmals einer Pressung ausgesetzt waren und daher ebenfalls von Diaklasen durchsetzt werden, welche der ursprünglichen Verwerfung parallel streichen. Weiter aufwärts steigend sieht man dann nochmals auf der rechten Talseite die ungeheure senkrechte Weißwand als deutliches Zeichen des Bruches, dem das Große Wolfstal folgt. Bemerkenswert sind im Verlaufe des Aufstieges noch die das Tal in der Grabensohle versperrende Felswand mit der treppenartigen Höhle. „Tunnel“ genannt, und weiters noch mehrmalige kleine Wandeln, welche das Tal verqueren. Ich möchte sie nur deshalb erwähnen, weil es mir möglich erscheint, daß man in ihnen die letzten Ausläufer der Treppenbrüche am Talschluß des Großen Höllentales erblicken muß.

Die Verwerfung des Großen Wolfstales läßt sich aber auch noch über sein Einzugsgebiet hinaus verfolgen. Die auffälligen Reihendolinen zwischen Schwaigriegel und Ebenwald bezeichnen auf dem Plateau sehr deutlich seine Fortsetzung, ebenso wie der Uvalaboden unter dem Otthause. Weiter streicht dann der Bruch durch das „Thörl“ und bildet sodann die Wände, mit welchen Jakobskogel und Mitterkeil gegen S abstürzen.

9. Der Bruch des Finstertales.

Das Große Wolfstal nimmt von rechts das Finstertal auf, das auch Kleines Wolfstal genannt wird. Es wurde schon vorangehend gesagt, daß auch dieses Tal kein Wasser führt. Auch hier ist der Grund darin zu sehen, daß es einem Bruche folgt, welcher es dem Wasser ermöglicht in die Tiefe einzusickern. Als Bruch wird dieses Tal schon durch die Form seiner Mündung bezeichnet, denn hier ist es nicht als V-Tal ausgebildet, sondern man sieht eine Klamm mit saigeren Felswänden. Ob im weiteren Verlaufe des Tales auch noch Merkmale der Verwerfung zu sehen sind, kann nicht angegeben werden, da ich dieses Tal nicht durchwandert habe, dort aber, wo das Tal in das Plateau einschneidet, stellt sich sofort wieder eine sehr scharf ausgeprägte Dolinenreihe ein, welche den Ebenwald vom Gsohlboden scheidet und zu einer auffallenden tiefen Felsscharte am Plateaurande hinleitet, wo der Bruch in die Absturzwände austreicht. Hier biegt der Bruch dann ebenfalls in die Raxwände um und erzeugt die tiefere Wandstufe. Wenn man übrigens von der Bockgrube auf dem Schneeberg gegen die Rax hinüberblickt, so erkennt man diese beiden Bruchlinien ganz scharf in dem sich bietenden Bilde ausgeprägt. Besonders die Bruchlinie des Großen Wolfstales zeichnet sich bis zum „Thörl“ sehr deutlich ab.

Auch hier ist die südöstliche Scholle als die abgesunkene zu betrachten (s. Fig. 5).

10. Der Gsohlhirnbruch.

Dieser Bruch ist in der Natur am wenigsten deutlich ausgeprägt. Am Gsohlhirn selbst ist er immerhin noch ziemlich gut zu erkennen,

F W 1 G



W₁

Phot. N. Lichtenecker. Klischee aus Lichtenecker: Die Rax.

Fig. 5.

Die Hochfläche der Rax vom Klosterwappen (Hochschneberggipfel) aus. Blick gegen SW.

1 Großes Höllental. G der Trog des Gaislochbodens, links davon die Söldner- und Čepel-Wand (Bruchwände). W—W₁ Großes Wolfstal, dessen Bruchlinie sich über das ganze Plateau bis zum Thörl unterhalb dem Otto Schutzhause verfolgen läßt. F—F₁ Finstertal, dessen Bruch zwar weniger deutlich, aber immerhin noch sichtbar auch noch über das Plateau verfolgt werden kann.

(Für die freundliche Überlassung des Klischees danke ich dem Autor und Herrn Hofrat Prof. Brückner.)

dann verläuft er direkt dem blau markierten Wege zur Gsohlwiese entlang, bis dieser mit scharfer Biegung nach links den steilen Abstieg beginnt, und weiters dürfte er mit den Wandstufen, welche beim Lammelbrünnel oder bei der Kote 1150 m den Thörlweg queren, in Zusammenhang zu bringen sein, doch ist hier sein Verlauf derzeit nur unsicher festzustellen.

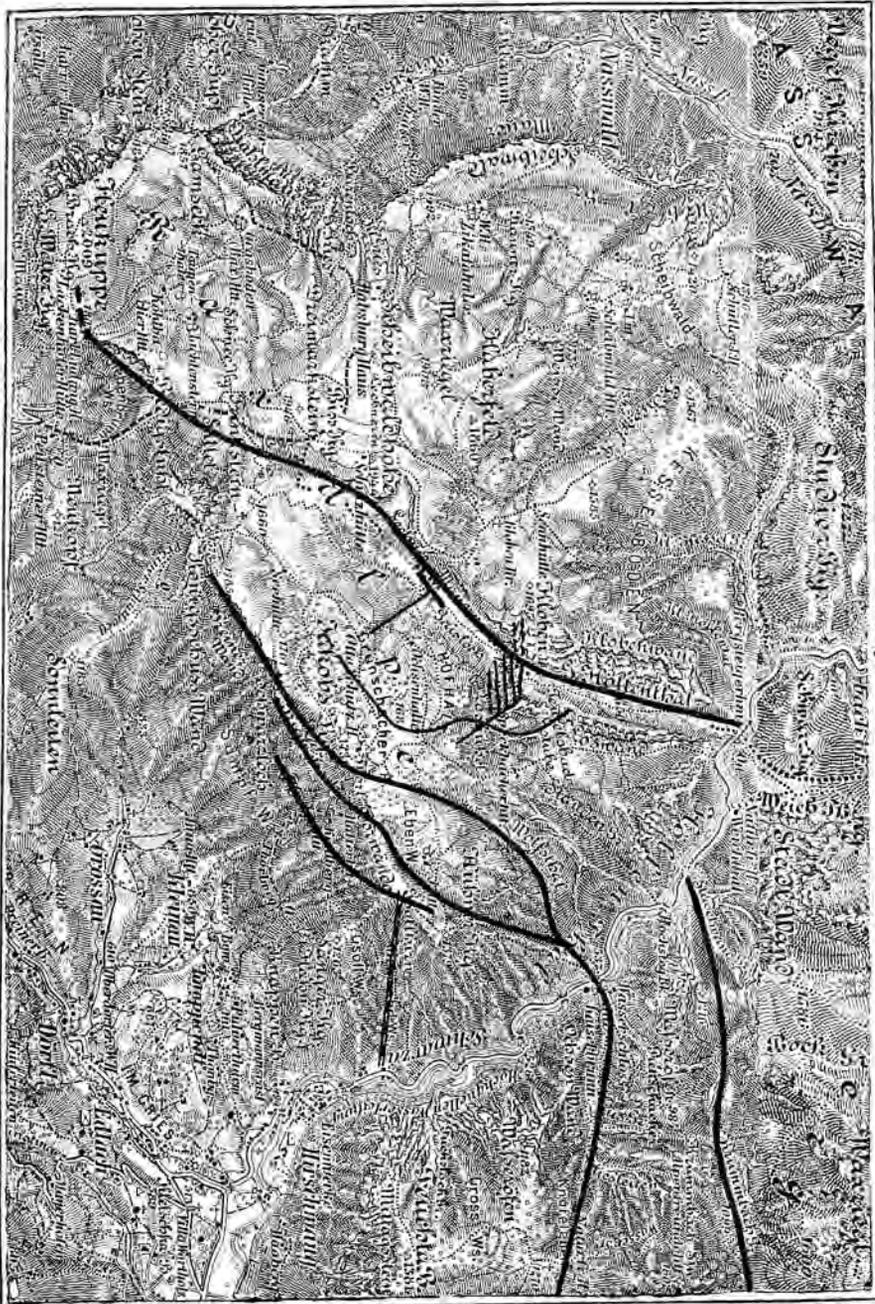
Dagegen gibt es noch eine Stelle, an welcher das Durchstreichen des Bruches ganz deutlich festgestellt werden kann. Es ist dies der Fall, wenn man von der Gsohlwiese gegen die Heumahdwiese absteigt.

Die Gsohlwiese wird von echten Werfener Schichten gebildet, in welchen die gut ausgeprägten Gipsschlotten besonders bezeichnend sind. Auf diesen lagern dann Kalke, welche ebenfalls dem Werfener Horizonte angehören, während die Heumahdwiese jenseits des Lahngrabens wieder aus Werfener Schiefer aufgebaut wird, die, wenn auch undeutlicher, Gipsschlotten erkennen lassen. Die Gsohlhornverwerfung schneidet somit in der Höhe der Heumahdwiese ungefähr dem Lahngraben entsprechend zu Tage aus. Auch hier ist es die südöstliche Scholle, welche abgesunken ist (s. Profil Fig. 11, S. 454).

11. Die Brüche der Grünschacheralpe.

Die Hauptverwerfungen in der Südostecke der Rax wurden somit zur Darstellung gebracht, doch lassen sich außerdem auch noch auf dem Plateau der Grünschacheralpe selbst verschiedene Brüche erkennen. So wurde jener Bruch, welcher durch den Einriß der Teufelsbadstube markiert wird und der sich dann durch den Schneeegraben über die Hofhalt durch das sogenannte „Lavoir“ über den Lochboden und in die Loswiese verfolgen läßt, bereits erwähnt. Dieser Bruch ist durch seine S-förmige Gestalt ausgezeichnet, und mir wurde von Prof. Spengler²⁰⁾ eingewendet, daß solche S-förmig gekrümmte Verwerfungen unwahrscheinlich seien, „denn Verwerfungen sind ja Bewegungsflächen im Gebirge, an denen sich zwei Schollen gegeneinander verschoben haben, und diese Verschiebungen sind an gekrümmten Flächen nicht möglich“.

Diese Behauptung ist selbstverständlich vollkommen unzutreffend, denn wer sich jemals mit der Beobachtung von Rutschflächen beschäftigt hat, wird wissen, daß neben den Rutschstreifen die auf diesen Flächen auftretenden Rillen und Kannelierungen erst die Beurteilung der Bewegungsrichtung längs der Bewegungsfläche zulassen, und in jedem kleinsten Lehrbuche der Geologie ist auch auf diesen Umstand hingewiesen. Genau dasselbe, was aber diese Rillen und Kannelierungen für die Bewegungsmöglichkeit im Kleinen bedeuten, bedeuten S-förmige Krümmungen von Verwerfungslinien im Großen. Auch experimentell läßt sich das Gesagte erweisen, u. zw. ist das häufigste natürliche Experiment in dieser Beziehung in Erdbebengebieten zu beobachten, wo es sich zeigt, daß Bedachungen, ganz gleichgültig, ob diese aus Wellblech oder aus Ziegeln (Biberschwänze, Dachpfannen oder Falzziegel) bestehen, ohne die geringsten Schwierigkeiten über einander abgleiten. Übrigens handelt es sich hier auf dem Grünschacherplateau bei dem am stärksten S-förmig gekrümmten Bruche des Schneeegrabens gar nicht um einen Bruch, an welchem entlang eine Bewegung stattgefunden hätte, und es ist auch eine irriige Auffassung Spenglers, daß Brüche im Gebirge stets Bewegungsflächen sein müßten. Die Brüche, welche das Plateau der Grünschacheralpe durchsetzen — außer dem Schneeegrabenbruche konnte noch ein Bruch, der von dem Einstiege des Alpenvereinssteiges in die Cepelwand gegen SO streicht, und ein ebenso verlaufender von der Wolfgang-Dirnbacher-Hütte bis zur Einmündung des Weges über die Ochsenhalterhütte in den grün bezeichneten Weg über den Lochboden beobachtet werden —, diese Brüche sind keine Verwerfungen, längs welcher Schollenbewegungen stattgefunden haben, sondern sie erscheinen



— Hauptbruchlinien. — Bruchlinien zweiter Ordnung. — Bergbahn.

Fig. 6.

Mit Benützung der topographischen Karte des Kartographischen Instituts in Wien.

als die Auslösungswirkung von Spannungen, die durch die ungleiche Abbiegung der Grünschacherscholle nördlich und südlich der Gaislochwand-Söldnerwand-Brüche entstanden sind. Es sind somit Biegungs- und Zugspannungen, welche hier zur Auswirkung kommen, und deshalb sind sie auch viel schwieriger zu beobachten, da hierbei Gesteinstrennungen eintreten, „ohne daß daneben zerstückeltes oder pulveriges Material auftritt“, wie Hirschwald²¹⁾ besonders hervorhebt. Es handelt sich hier somit um Sprünge oder Risse in einem spröden Material, welche bei der Beanspruchung auf Biegung, Zug oder sogar Torsion entstanden sind, und es wird niemanden wundernehmen, wenn hiedurch solche Zerklüftungen in verschiedenen Richtungen und mit geradem oder gewundenem Verlauf entstehen.

12. Der Verlauf von Verwerfungen.

Es ist vielleicht nötig, hier einige Worte über den Verlauf von Verwerfungen überhaupt vorzubringen, da die Vorstellung von deren geradliniger Erstreckung mehrfach verbreitet zu sein scheint.

Da möchte ich nun zunächst einmal feststellen, daß ein solcher geradliniger Verlauf nach meinen Erfahrungen geradezu zu den Ausnahmen gehört. Dabei ist aber noch besonders zu erwägen, daß auch bei einer Verwerfung, welche ihre Richtung vollkommen geradlinig und unbeirrt beibehält, sich deren Verlauf nur dann als Gerade auf der Oberfläche abbilden kann, wenn die Verwerfungsfläche vollkommen lotrecht eingestellt ist. Eine geradlinig verlaufende, aber gegen den Horizont geneigte Verwerfungsfläche kann dagegen einzig in einer vollkommenen Ebene eine gerade Schnittlinie erzeugen, wogegen sie schon in einem Hügellande einen welligen Verlauf zeigen muß. Um so mehr muß dies aber der Fall sein bei an und für sich schon wellig verlaufenden Verwerfungen, wenn sich deren Schnittlinie mit der Oberfläche in ein Hügelland oder gar in ein Hochgebirge einzeichnet. Da darf man sich dann auch über das Auftreten von stark gewunden erscheinenden Bruchlinien nicht wundern.

Es können aber auch noch andere Komplikationen auftreten, insofern solche Bruchlinien, gleichgültig ob sie ursprünglich gerade oder gewunden verliefen, durch spätere Gebirgsbewegungen gestaucht werden können. In diesem Falle wird dann auch aus einer ursprünglich geraden Verwerfung eine mehr weniger gekrümmte. Mitunter ist es aber auch möglich, diesen Vorgang aus der Morphologie der Umgebung herauszulesen. So liegen z. B. die beiden Bergstürze zwischen der Hohen Lehne und den Lechnermauern, von welchen der eine als die Bärengrube bezeichnet wird, so bezeichnend genau an der einen Umbiegungsstelle der Höllentalbruchlinie, daß es mir kaum zweifelhaft erscheint, daß diese Biegung und ebenso die Bergstürze durch eine Stauchung hervorgerufen wurden.

Anknüpfend an diese Bergstürze mag hier auch hervorgehoben werden, daß derartige Massenbewegungen durchaus Nischenform zeigen, was auch darauf hindeutet, daß zumindest dort, wo Gesteinsablösungen an einem freien Bergrande stattfinden, bogenförmige Brüche die Regel

sind. Geradlinige Ablösungen finden unter den gleichen Bedingungen nur dann statt, wenn sie längs einer bereits vorhandenen Verwerfungslinie vor sich gehen.

Endlich muß noch hervorgehoben werden, daß man im Gebirge, wenn man die Verwerfungen verfolgt, ganz die gleichen Systeme auf-finden kann, wie sie unter den Brüchen kleinen Maßstabes bekannt sind. Man beobachtet da Kreuzungen mit oder ohne Ablenkung, Schleppungen, Schaarungen usw., nur erfordert es naturgemäß ein ganz besonders sorgfältiges Studium, um all diese Formen trotz der Beeinflussung durch die Mannigfaltigkeiten der Oberfläche herauszulesen.

13. Der Südhang der Rax.

Die Frage, ob der Südhang der Rax als Bruchrand oder als Denudationsstufe aufzufassen sei, ist in der Literatur schon vielfach behandelt worden.

Suess zog zwischen dem Sängerkogel und dem Raxplateau seine Bruchlinie von Hirschwang hindurch und Geyer folgte ihm darin. Krebs begrenzte auf seiner Karte den Südrand des Raxplateaus mit einer Bruchlinie, ohne jedoch einen Beweis hiefür zu bringen, während Grund²²⁾ und besonders Baedeker (S. 66—67) viele Gründe dafür anführen, daß es sich hier um eine echte Denudationsstufe handle.

Die Wahrheit liegt wohl wieder in der Mitte. Die Herausmodellierung des Südabhanges der Rax geht ja zweifellos auf Denudation zurück, aber die drei oder vier Wandstufen in diesem Profil sind durch Verwerfungen bedingt.

Geyer hat bereits (S. 671) besonders vermerkt, daß am Südrande der Rax die Gesteine alle gegen S oder SO geneigt erscheinen, was zu dem „regelmäßig gegen N abfallenden Bau“ des ganzen Gebirgsstockes im Gegensatz stehe, doch hat er diese südliche Neigung nicht als Flexur erkannt.

Ampferer gibt 1918 ein Profil des Rax-Südhanges von der Kleinau über den Törlweg und zeichnet dabei, den Verhältnissen in der Natur vollkommen entsprechend, drei Zertrümmerungszonen ein (S. 25, Fig. 39). Der Hangfuß wird von Verrucano und einer Schichtenfolge gebildet, welche den Werfener Schichten zugehört. Darüber folgen dunkle Kalke und Brecciendolomit, und über diesen helle, rötliche Kalke. Es ist nun sehr auffällig, daß Ampferer diese Kalke mit dem normalen Verflächen gegen N einzeichnet und von den doch deutlich sichtbaren Schleppungen gar nicht Notiz nimmt. Ebenso ist die räumliche Lage der Zertrümmerungszonen in dem Profil nicht richtig wiedergegeben, denn diese stehen nahezu saiger oder fallen mit etwa 80° gegen SO und sind nichts anderes als die drei von mir festgestellten Verwerfungen, die Wolfstal-, Finstertal- und Gsohlhörnverwerfung, welche hier den Südhang der Rax durchziehen. Die beiden folgenden Figuren zeigen das gleiche Raxprofil nach der Auffassung von Ampferer und nach meiner Anschauung (s. Fig. 7 u. 8).

In der Fig. 42 (S. 25) gibt Ampferer dann noch eine Skizze, welche die Schichtenverteilung und Gehängeverschüttung der südlichen

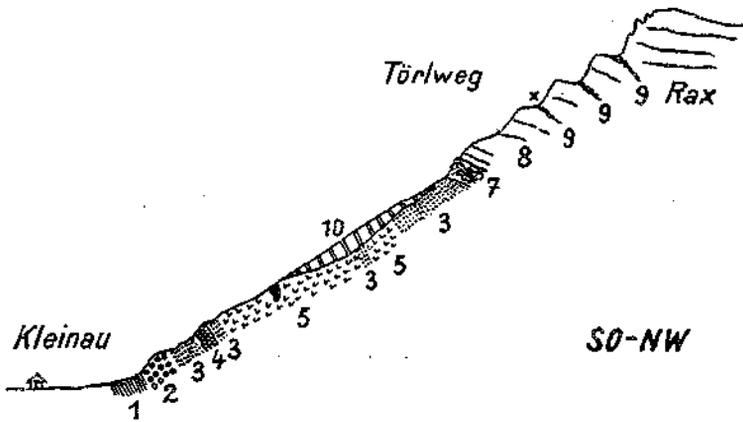


Fig. 7.

Profil durch den Südhang der Rax.
Nach Ampferer (Denkschr. Akd. W. Bd. 96, Fig. 39).

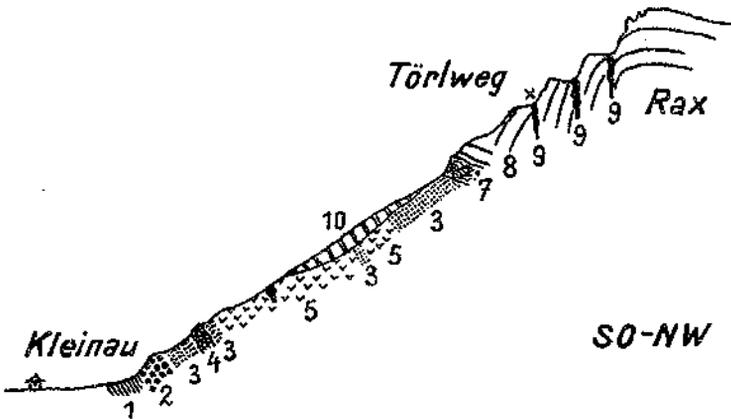


Fig. 8.

Profil durch den Südhang der Rax, nach Waagen.

1 = Grünschiefer. 2 = Verrucano. 3 = Werfener Schiefer.
4 = Graue Stengelkalke. 5 = Gelbe knollige Rauhwaacke mit
Einschlüssen von grauem Dolomit Rauhwaacken, dunklen und
weißen Kalken, Werfener Sandsteinen. 6 = Schollen von Felsit-
porphyren. 7 = Dunkle Kalke und Brecciendolomit. 8 = Helle
rötliche Kalke. 9 = Zertrümmerungszonen, rötliche, gelbliche,
rauhwackige Lagen. 10 = Gehängebreccie. x = Kohlbergbrünnl.
Der Unterschied in den beiden Auffassungen besteht in der ver-
schiedenem Stellung der Zertrümmerungszonen (9) und dem
verschiedenen Einfallen der hellen bis rötlichen Kalke (8), welches
nach Geyer, Waagen u. a. nach auswärts gerichtet ist und
als Schleppung gedeutet wird.

Raxabdachung zur Darstellung bringt. Man ersieht daraus, daß hier das Raxplateau an beiden Enden aus Kalken, in der Mitte aber aus Brecciendolomiten aufgebaut wird, welche gegen O hin als Liegendes der Kalke angetroffen werden. Die mittlere Masse des Brecciendolomits ist aber nichts anderes als das Ausstreichen der Grünschacheralpenscholle,

und diese wird beiderseits von Brüchen, dem Höllental- und dem Wolfstalbruche, gegen die Umgebung abgegrenzt. Der Brecciendolomit, welcher im O die Kalkplatte unterlagert, scheint mir daher die Sprunghöhe anzuzeigen, um welche dieses Gestein hier tiefer liegt, als in der Mitte. Daß aber der Brecciendolomit hier in der Mitte derart in breiter Masse an die Oberfläche tritt, hat nach meiner Anschauung darin seine Begründung, daß die Scholle der Grünschacheralpe in der Richtung gegen den Plateaurand aufgebogen wurde, was mit den bereits beschriebenen Brüchen, die diese Scholle durchsetzen, in gutem Einklang steht. Der

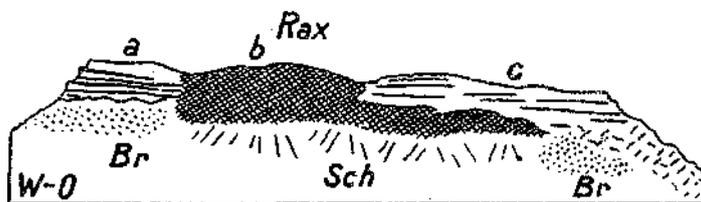


Fig. 9. Südabhang der Rax, Ansicht nach Ampferer (Denkschr. Bd. 96, Fig. 42).

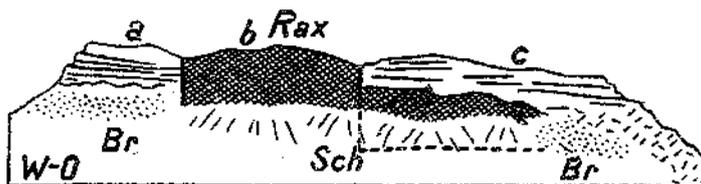


Fig. 10. Südabhang der Rax, Ansicht nach Waagen.

a und *c* = von Kalken aufgebaute Wände. *b* = von Brecciendolomit aufgebaute Wände. *Br* = Gehängebreccien. *Sch* = Schutthalden.

Ampferer scheint hier fazielle Verschiedenheiten anzunehmen, während Waagen die Scholle *b* als zwischen den Schollen *a* und *c* herausgehoben ansieht.

Unterschied, welcher zwischen der Anschauung von Ampferer und der meinen hier besteht, bringen die obenstehenden Profile zur Darstellung (s. Fig. 9. u. 10).

14. Die Bewegung der Schollen.

Die Dachsteindecke liegt in einer Mulde der Hallstätter Decke. Der ganze Komplex wurde dann später durch die erörterten Brüche zersüct. Das Alter der Plateauformen hat Göttinger (1913) als „vor-mediterran, also etwa altmiozän“ bestimmt, während er „die Talbildung in den Voralpen und auch an den Rändern der Hochplateaus“ als „vornehmlich postpontisch“ ansetzte. Zwischen diese beiden Zeitbestimmungen fällt nun auch die Entstehung der Verwerfungen. Längs dieser haben sich jedesmal die südlicheren Schollen gesenkt. Die nördlichste all dieser Schollen, d. i. der Stock der Scheibwaldhöhe im weitesten Sinne, dürfte dabei im wesentlichen die ursprüngliche Lage beibehalten haben, während alle südlicheren um einen gewissen, wenn

auch nicht sehr großen Betrag abgesenkt wurden. Daraus erklärt es sich auch, daß nur mehr am Rande dieser nördlichsten Scholle, an der Mündung des Großen Höllentales, an dem Schnittpunkte seiner Verwerfung mit dem Schwarzatale, die Unterlage der Dachsteindecke zutage tritt und die Gosauablagerungen sichtbar werden.

Später setzte an den Verwerfungen neuerlich Bewegung ein, u. zw. deutet alles darauf hin, daß diese in einer Schrägstellung jeder einzelnen Scholle mit Senkung des Nordrandes bestanden hat, wobei der Südrand ziemlich unverändert seine Lage beibehalten haben dürfte. Auf die erste Anlage der Verwerfungen sind die Schleppungen längs der Nordseite der Brüche zurückzuführen, während die zweite Phase die Zertrümmerung längs der Südseite und die Druckdiaklasen auf der Gegenseite verursachten. Auch diese zweite Phase scheint sich aber in mehreren Zeitabschnitten vollzogen zu haben, da im Großen Wolfstale die Zertrümmerungsbreccie selbst auch wieder solche Druckdiaklasen aufweist. Die Druckkräfte rührten aber daher, daß sich die südlichere Scholle jedesmal nicht parallel zu dem Bruche, sondern in einem Kreisbogen bewegte; und zwar annähernd um eine Achse, welche mit der südlichen Kante der Scholle so ziemlich übereinstimmen dürfte. Denn wenn eine Schaukelbewegung um eine mittlere Achse stattgefunden hätte, so daß etwa die nördliche Kante jeder Scholle gesenkt und gleichzeitig die südliche Kante gehoben worden wäre, dann hätte das Gestein zu beiden Seiten der Verwerfung zertrümmert werden müssen und wir würden daher nun beiderseits die Breccien finden, wogegen die Druckdiaklasen und die gepreßte Oberfläche nicht hätte entstehen können.

Verfolgen wir aber eine derartige Scholle in ihrer streichenden Erstreckung, so erkennt man, daß der Bewegungssinn sich nicht an allen Punkten gleichgeblieben ist.

Es wurde schon vorangehend gesagt, daß die „Rohrbacher Linie“ von Suess jedenfalls als die Fortsetzung der Verwerfung des Großen Höllentales anzusehen ist. Ich kenne nun diese Fortsetzung aus eigener Anschauung nicht, doch findet dieselbe bei Suess so eingehende Beschreibung und das von diesem auf S. 88 gegebene Profil stimmt in den wesentlichen Zügen mit jenem, das wir bei Bittner²³⁾ finden, so gut überein, daß man auf diesen Vorarbeiten ganz gut fußen kann. Diese Angaben lassen erkennen, daß hier in dem Profil, das man von SO gegen NW zieht, die nördlichere Scholle des Hengst im Vergleiche zu der südlicheren Scholle des Gahns gesenkt wurde, da zwischen beiden die Verwerfung hindurchgeht. Es besteht hier somit genau das umgekehrte Verhältnis wie zwischen der Scheibwaldhöhenscholle und der Grünschacherscholle im Raxgebiete. Durch diese Differenzialbewegungen sind jedenfalls Zerrungen entstanden, und es ist ganz gut möglich, daß dadurch jene Störungszone, welche die Schwarzta zu ihrem Durchbruchstale ausbaute, entstanden sein mag.

Aber auch noch andere Unregelmäßigkeiten sind längs der Verwerfung des Großen Höllentales und in der Grünschacherscholle zu bemerken. Es hat den Anschein, als ob diese Scholle und mit ihr die genannte Verwerfungslinie eine Stauchung von SW her erlitten hätte.

Die Wirkung für die Verwerfung bestand in jener Krümmung unter der Scheibwaldhöhe und gleichzeitig in der Auslösung der Bergstürze an jener Stelle. Die Grünschacherscholle wurde dabei im SW herausgehoben, wodurch hier der Brecciadolomit in großer Ausdehnung zutage tritt. Es ist somit auch in der Grünschacherscholle selbst eine Differentialbewegung zu beobachten, deren Kräfteauswirkung in jenen Brüchen und Verwerfungen zu erkennen ist, welche von mir am Beginne des Großen Höllentales und auch sonst im Plateau der Grünschacheralpe festgestellt werden konnten.

Wenn wir nun die beobachteten Brüche mit den Schollenbewegungen, welche aus deren heutigen Lage ableitbar sind, in Vergleich setzen, so sehen wir eine vollkommene Übereinstimmung in den Ergebnissen, was wohl als Beweis dafür gewertet werden kann, daß einerseits die Beobachtungen an den Verwerfungen den Tatsachen entsprechen, und andererseits, daß auch die Deutung des Bewegungssinnes, welcher uns durch die gegenwärtige Schollenlage enthüllt wird, richtig erfaßt wurde.

Das Endergebnis meiner Untersuchungen ist ein etwas anderes als jenes, zu welchem Lichtenegger²⁴⁾ für die Entwicklung dieser Kuppenlandschaft, oder „Raxlandschaft“, wie er sie bezeichnet, kommt, wenn er z. B. sagt: „Die stärkste Aufwärtsbewegung hat, wie die Linien gleicher Hebung angeben, im Raume Heukuppe—Scheibwaldhöhe einerseits und Preinerwand—Jakobskogel andererseits stattgefunden.“ Ich betrachte dagegen die Linie Heukuppe—Scheibwaldhöhe nicht als Hebung Achse, sondern als relativ ruhende Linie; gleichzeitig ist sie vielleicht auch eine Achse, um welche auch in der Scheibwaldscholle eine drehende Bewegung stattgefunden hat, so daß sich auch diese Scholle gegen N schräg stellte. Anders ist wieder die Linie Preinerwand—Jakobskogel aufzufassen, da diese den herausgehobenen Rand der Grünschacherscholle darstellt.

Ich sehe somit in der Linie Heukuppe—Scheibwaldhöhe den annähernd erhalten gebliebenen Rest der ursprünglichen Kuppenlandschaft. Dagegen hat am Südrande der Rax insoferne eine „Hebung“ stattgefunden, als diese auf den Rand der gemuldeten Unterlage aufgeschoben wurde (s. Fig. 11).

Ebensowenig kann ich Lichtenegger zustimmen, wenn er S. 161 sagt „Es ist klar, daß dann, wenn sich ein Steilhang zwischen zwei Schollen nach einer Richtung hin verschmälert, wie das auf dem Grünschacher zu beobachten ist, eine der beiden Schollen auch schief gestellt worden sein muß. Bei dem angeführten Beispiel ist der Betrag jedoch so gering, daß man aus den Böschungsverhältnissen der Formen nicht erkennen kann, welche Scholle die Schiefstellung betraf.“ Ich glaube gezeigt zu haben, daß man dies sehr gut beurteilen kann, und möchte mich hier auf die gleiche Photoaufnahme von Lichtenegger beziehen, wie dieser selbst. Auf diesem Bilde entspricht der Graben G_1 , welcher vom Beschauer gegen den Mitterkeil hin einschneidet, fast genau dem Bruche, welcher von mir aus der Gegend der Wolfgang-Dirnbacherhütte bis zu der Vereinigung des Weges über die Ochsenhalter-Hütte mit dem Scheibwiesenwege verfolgt werden konnte. Die beiden Steilhänge in diesem

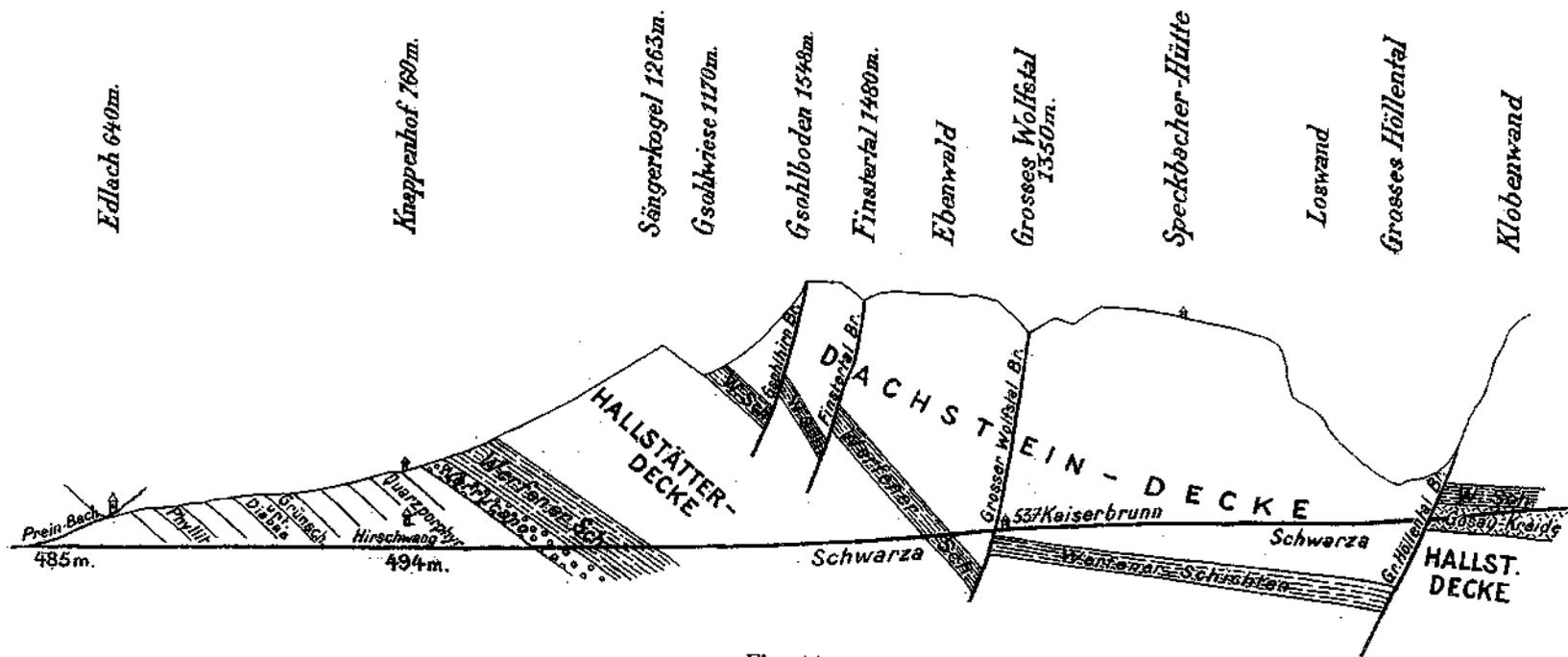


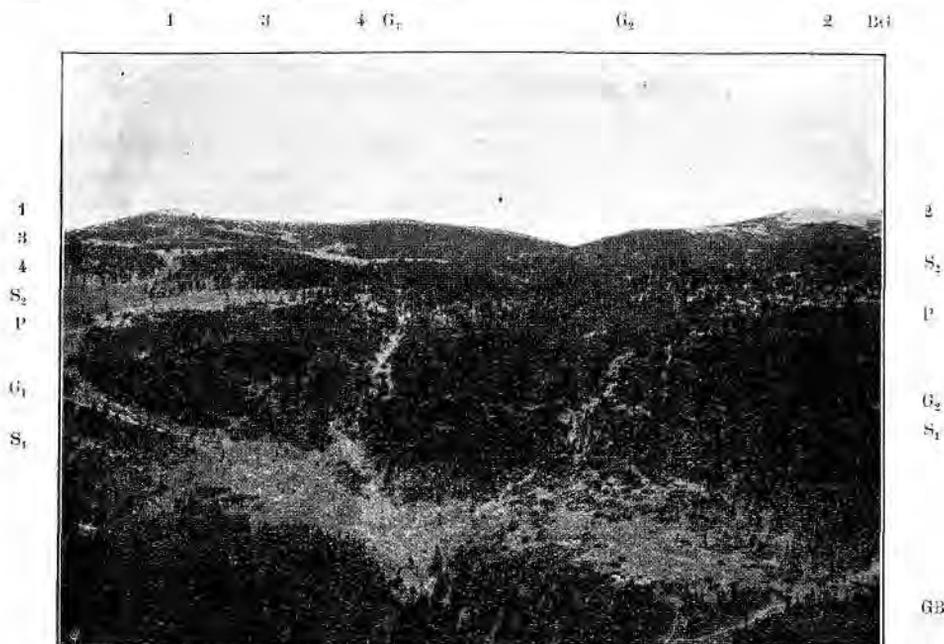
Fig. 11.

SSO-NNW-Profil von Ellach über den Knappenhof, Sängerkogel, Gsahwiese, Gsohlboden, Ebenwald und Speckbacherhütte auf die Klobenwand.

Dieses Profil zeigt im Querschnitte die vier Verwerfungsbrüche und die Verstellungen, welche die einzelnen Schollen gegeneinander erfritten haben.

Bilde dagegen (S_1 und S_2) werden durch die Fortsetzung des Schneegrabenbruches, welcher hier durch die Lochwiese streicht, voneinander getrennt (s. Fig. 12).

Die Morphologie der Grünschacheralpe wird somit viel klarer, wenn man die bisherigen Forschungsergebnisse mit der von mir festgestellten Bruchtektonik in Beziehung setzt.



Phot. N. Lichtenecker. Klischee aus Lichtenecker: Die Rax.

Fig. 12.

Der Grünschacher (zwischen Jakobskogel 1 und Weißkogel 2) vom Klobentörl aus. Blick gegen SO.

3 Lochboden. 4 Scheibwiese. S_1 — S_1 und S_2 — S_2 Steilhang. G_1 und G_2 Gräben. P—P Schiefe Platte. GB Gaislochboden. — Durch den Graben G_1 wird der Bruch markiert, welcher von der Wolfgang Dirnbacher-Hütte bis zu der Vereinigung des Weges über die Ochsenhalter-Hütte mit dem Scheibwiesenwege verfolgt werden kann. — Der Steilhang S_2 wird durch die Fortsetzung des Schneegrabenbruches, der hier durch den Lochboden streicht, von dem Hang des Jakobskogel getrennt. (Für die freundliche Überlassung des Klischees danke ich dem Autor und Herrn Hofrat Prof. Brückner.)

15. Die Entwässerung.

Die Quellen der Rax sind schon vielfach wissenschaftlich erörtert worden, so von Götzinger (Urania 1917), Baedeker (S. 29—34) und neuestens von Lichtenecker (S. 152—153). Die hier an der Südostecke der Rax in Betracht kommenden kleinen Quellen werden von den beiden zuletzt genannten Autoren übereinstimmend als Schuttquellen angesprochen. Hier möchte ich bloß darauf aufmerksam machen, daß diese alle aber

gleichzeitig mit dem von mir festgestellten Bruchsystem in inniger Beziehung stehen. So dürften das Lammelbrünnel und das Kohlbergbrünnel am Thörlwege mit den hier durchstreichenden Verwerfungen in Zusammenhang zu bringen sein, wenn sie auch als Schuttquellen zutage treten, da dieser Schutt bloß als Verkleidung aufzufassen ist. Die Wödlquelle ist dem Bruche der Teufelsbadstube unmittelbar benachbart; die Jahnquelle dagegen sowie die große und die kleine Gaislochquelle finden in den dort vorfindlichen Treppenbrüchen ihre Erklärung.

Eine besondere Stellung in dem hier zu besprechenden Teil der Rax nehmen die beiden großen Karstquellen: der Kaiserbrunnen und die Höllentalquelle ein.

Mit ersterer hat sich schon Suess 1864 (S. 92—93) eingehender beschäftigt und ist zu dem Schlusse gekommen, daß der Schneeberg als das Infiltrationsgebiet dieser Quelle zu betrachten sei. Wenn auch seine Auffassung, daß diese Quelle längs einer verdrückten Strecke der Rohrbacher Linie aufgehe nicht mehr haltbar ist, so trifft sein Urteil, daß dieser Austrittspunkt mit einer Verwerfungslinie in Beziehung zu bringen sei, doch zweifellos zu, denn ich konnte ja zeigen, daß sich der Wolfstalbruch hier in dem unteren Krummbachgraben unmittelbar fortsetzt.

Noch eingehendere Mitteilungen über den Kaiserbrunnen finden wir dann bei Karrer.²⁵⁾ Indem ich auf dessen Ausführungen verweise, kann ich mich hier kurz halten. Karrer gibt an, daß sich bei der Fassung erwies, daß die Kaiserquelle aus fünf großen Felsspalten und mehreren kleinen Adern hervorbrach, welche ursprünglich 18 Fuß über dem mittleren Wasserstande der Schwarza austraten. Die Sohle des Wasser Schlosses wurde aber bis auf sechs Zoll über dem mittleren Wasserstande der Schwarza vertieft und liegt in reinem Felsboden. Durch die Tieferlegung wurde die Ergiebigkeit vermehrt. Einige Quellädern, welche vorher oberhalb des Kaiserbrunnens in die Schwarza austraten, versiegten daraufhin, da ihnen in der Brunnstube ein leichterer Austritt geschaffen war. Auch Karrer wurde durch seine Beobachtung anlässlich dieser Quellfassung zu der Überzeugung geführt, daß der Schneebergstock als das Speisungsgebiet dieser Quellen anzusehen sei, und zwar bringt er sie speziell mit den „Schneeöfen“ in hypothetische Verbindung.

Viel weniger ist bisher über die „Höllentalquelle“ bekannt geworden. Ja es ist sehr auffallend, daß man in jenen Arbeiten, welche aus Anlaß der ersten Wiener Hochquellenleitung herauskamen,¹¹⁾ diese Quelle überhaupt nicht erwähnt findet.

Dennoch bestanden dort am Ausgange des Großen Höllentales seit je starke Quellen, denn Stadler erwähnt in seiner Denkschrift²⁶⁾ (1873) eine „erste große Höllentalquelle“ und eine „zweite Höllentalquelle“, welche zusammen auch als „Fuchspaßquelle“ bezeichnet wurden und welche 50° voneinander entfernt wären. Ihre Ergiebigkeit wird mit zusammen 250.000 bis 900.000 Eimern innerhalb 24 Stunden angegeben.

In der großen Monographie von Karrer finden wir dagegen unbegreiflicherweise diese Quellen nicht erwähnt.

Die Fassungsarbeiten an diesen Quellen wurden allerdings erst in den Jahren 1888/89 durchgeführt, und eine Notiz hierüber konnte ich in einem Vortrage des Bergingenieurs A. Tschebull auffinden.²⁷⁾ Nach

diesem wurde hier ein Stollen zunächst auf 34 m Länge in der Richtung SSW vorgetrieben und hierauf nach NW umgebrochen, und hatte am 3. Februar 1889 die Länge von zirka 286 m erreicht. Tschebull fährt dann fort: „Man hat mit diesem Stollen 3 Zuflüsse erschrotten, davon der erste in zirka 60 bis 70 m vom Kreuzgestänge, die beiden anderen in zirka 250 und 286 m. Die zwei letzten Zuflüsse kommen aus deutlich sichtbaren Klüften, die durch den Stollen verquert wurden, somit gegen das Schwarzaflußbett zu streichen und nach NW einfallen. Die erste und zweite Quelle kommen aus der Sohle, u. zw. auf der rechten, dem Schwarzaflußbett zugekehrten Stollenuhne, hervor. Die dritte Quelle, die im Feldort selbst hervortritt, führt — sehr auffallenderweise — kleine, vollkommen abgerundete Geschiebegerölle mit sich, die ich an Ort und Stelle selbst gesammelt habe.“

Diese Ausführungen von Tschebull sind ziemlich wenig bekannt, ich hielt sie aber für die Beurteilung der Sachlage an der Großen Höllentalquelle außerordentlich wichtig, weshalb ich sie hier wörtlich anführen zu müssen glaubte.

Aus diesen Angaben scheint mir aber unzweifelhaft hervorzugehen, daß die erste und zweite in dem Stollen angefahrne Wasserader „gespanntes“ Wasser führen, d. h. daß es sich hier um geschlossene und unter Druck stehende Zuführungskanäle handle. Die dritte Quelle ist dagegen jedenfalls als Abfluß eines Höhlengerinnes zu betrachten, und die von Tschebull dort aufgefundenen Gerölle sind zweifellos nichts anderes als „Augensteine“,²⁸⁾ die von der Hochfläche des Raxplateaus stammen, und stehen in keiner Beziehung zum Schwarzaflusse, wie Tschebull meinte, welcher deshalb die Großen Höllentalquellen von der Verwendung für die Wasserversorgung Wiens ausschließen wollte.

Als Infiltrationsgebiet des Kaiserbrunnens wird allgemein der Hochschneeberg angenommen. Für die Großen Höllentalquellen kommt dagegen in erster Linie das Grünsbacherplateau in Betracht. Da jedoch längs des Großen Höllentalbruches eine Zerrüttungszone anzunehmen ist und überdies einzelne Brüche, wie die Treppenbrüche am Gaisloch, auch die Hauptbruchlinie zu überqueren scheinen, so ist es nicht nur nicht auszuschließen, sondern sogar wahrscheinlich, daß auch noch die Scholle der Scheibwaldhöhe wenigstens z. T. diesem Infiltrationsgebiete wird zugerechnet werden müssen. Dagegen möchte ich die beiden südlicheren Schollen, die Ebenwaldscholle und die Gsohlbodenscholle, ausdrücklich hievon ausnehmen, denn diese beiden Schollen werden gegen den Grünsbacher durch Hauptbruchlinien abgegrenzt, man sieht aber nicht die geringste Andeutung von Querbrüchen. Nach meinen langjährigen Erfahrungen im Karst kann man daher annehmen, daß die auf die Ebenwald- und Gsohlbodenscholle entfallenden Niederschläge unbedingt längs dieser Hauptbruchlinien abgeleitet werden und nicht in die angrenzende Grünsbacher Scholle übertreten. Diese Ansicht erscheint um so gesicherter, als ja der Kaiserbrunnen, der genau gegenüber vom Ausgange des Wolfstales gelegen ist, um 30 m tiefer liegt als der Ausgang des Großen Höllentales, und sich Wasseradern doch immer den tiefsten Punkt für ihren Austritt wählen.

In letzter Zeit hörte man auch mitunter die Ansicht vertreten, daß der Kaiserbrunnen z. T. auch von der Raxseite her gespeist werden könnte. Dies ist sehr unwahrscheinlich, denn die seitherzeitigen Fassungsarbeiten am Kaiserbrunnen ergaben ganz unzweifelhaft, daß das Wasser dieser Quelle aus offenen Höhlengerinnen vom Schneeberg her zugeführt wurde, und auch die anderen Quellen, welche durch diese Fassung ihr Wasser verloren, waren flußaufwärts auf der Seite des Schneeberges angeordnet. Außerdem hatte die Erschließung ergeben, daß an der Austrittsstelle der Hauptquelle eine mächtige wassergefüllte Höhle bestand, welche noch 6 Fuß unter die Sohle der Schwarza hinabreichte, aber auch in dieser Depression fand man kein Anzeichen dafür, daß Wasser von der Seite der Rax zuströme. Es handelt sich somit bei dieser neuerdings aufgetauchten Ansicht um eine haltlose, durch keine Beobachtung gestützte Annahme.

Immerhin bleibt aber die Frage einstweilen offen, wohin die auf die Ebenwald- und Gsohlbodenscholle fallenden Niederschläge abgeleitet werden. Theoretisch sollte man annehmen, daß das Niederschlagswasser in den Karstklüften und -schloten dieser Kalkschollen bis zur wasserundurchlässigen Unterlage, also bis zum Werfener Schiefer hinabsinken sollte, um dann die ganzen Spalten zu erfüllen, bis zum Niveau des Schwarzabaches, und dort als Quellen auszutreten. Natürlich sind Quellen im Flußbette selbst nicht ganz leicht festzustellen, dennoch ist bekannt, daß in der Umgebung der Mündung des Großen Höllentales solche Quellen im Flußbette hochkommen. Da es überdies Karrer (S. 42) als Tatsache anführt, daß die Schwarza in ihrem Oberlaufe im Höllental bloß 400.000 bis 600.000 Eimer im Tage bergabführt, wogegen bei Hirschwang gleichzeitig 5 Millionen bis 15 Millionen Eimer gemessen wurden, so kann wohl kaum ein Zweifel bestehen, daß auch noch unterhalb des Kaiserbrunnens im Schwarzalaufe Quellen aufgehen.

Wie wir gesehen haben, liefern die Großen Höllentalquellen sehr bedeutende Wassermengen. Einige Autoren (Baedeker, Lichtenecker) haben nun der Meinung Ausdruck gegeben, daß die Wassermassen einst das Große Höllental selbst durchströmten und somit die Entstehung dieses weiten Sacktales damit in Zusammenhang gebracht werden müsse. Ich habe mich schon vorangehend gegen diese Ansicht ausgesprochen, welche in den heute anzustellenden Beobachtungen absolut keinen Anhaltspunkt findet. Um so mehr Interesse verdient aber die Frage: welchen Lauf nimmt das Wasser, das bei der Großen Höllentalquelle austritt?

Meine Erfahrungen in Karst haben mir gelehrt, daß sich derartige unterirdische starke Wasserläufe nicht selten an der Oberfläche durch das Vorhandensein von Dolinen, Schlucklöchern oder auch Windlöchern zu erkennen geben, nach welchem man also auf dem Raxplateau Umschau halten muß.

Die Fassungsarbeiten an der Großen Höllentalquelle weisen darauf hin, daß diese aus der Nordecke der Grünschacherscholle, dort, wo sich der Wachthüttelkamm herabzieht, austritt. Der ganze Rücken bis über die Speckbacherhütte hinaus gibt uns nun keinen weiteren Anhalt, um

auf den Verlauf eines Höhlengerinnes zu schließen. Erst auf der Hofhaltwiese kommen wir zu dem „Windloch“, das ganz unzweideutig darauf hinweist, daß hier in der Tiefe, vielleicht auch etwas seitlich, eine Höhle vorhanden sein muß. In der gleichen Richtung fortschreitend gelangt man dann auf den Lochboden und die Loswiese, deren Namen schon sehr hezeichnend sind und die ebenfalls mit sehr großer Wahrscheinlichkeit mit unterirdischen Höhlenzügen in Beziehung zu setzen sind. Endlich halte ich es für möglich, daß auch das „Seeböndl“ ähnlich gewertet werden muß. Es bestehen somit gewisse Anzeichen, welche darauf hindeuten scheinen, daß der unterirdische Lauf des Wassers der Großen Höllentalquellen bis zu den Nordwestabdachungen von Jakobskogel, Mitterkeil und Weißenkogel zurückverfolgt werden kann.

16. Quellenschutzrayon.

Die obigen Ausführungen sind deshalb auch von großer praktischer Bedeutung, weil sowohl der Kaiserbrunnen wie auch die Große Höllentalquelle einen großen Teil des Wassers der ersten Wiener Hochquellenwasserleitung liefern und weil in der letzten Zeit, besonders an der zweitgenannten Quelle, mitunter und vorübergehend Verunreinigungen beobachtet worden sein sollen, welche das Verlangen nach einem Quellenschutzrayon für diese Wiener Hochquellen aufkommen ließen. Dieser Wunsch trat gerade jetzt in den Vordergrund, weil gegenwärtig bekanntlich eine Drahtseilschwebbahn auf die Rax gebaut wird und von gewisser Seite die Meinung vertreten wird, daß infolge einer wesentlichen Steigerung des Besuches auf diesem Berge sowie durch die Errichtung einer Restauration, eventuell auch den Bau von Hotels bei der oberen Kopfstation der Bahn, die Möglichkeit einer sanitären Gefährdung der Großen Höllentalquellen nähergerückt sei.

Wenn man nun daran denkt, einen Schutzrayon für die Große Höllentalquelle abzustecken, so ist es die erste Aufgabe, das Infiltrationsgebiet festzustellen, aber fast noch wichtiger ist es, den Verlauf des Höhlengerinnes kennenzulernen, denn hier ist ganz besonders eine direktere Verbindung der Oberfläche durch klaffende Spalten mit dem Wasserlaufe anzunehmen, durch welche ein rasches Zubringen von Unreinigkeiten möglich erscheint. Je enger die Spalten sind, auf welchen das Infiltrationswasser eindringt, und je weiter diese von dem Höhlengerinne entfernt liegen, desto geringer ist die Gefahr einer Verunreinigung. Aus diesem Grunde habe ich den problematischen unterirdischen Verlauf der Großen Höllentalquelle hier eingehender erörtert, weil dies die Möglichkeit an die Hand gibt, mittels Färberversuchen der Sache auf die Spur zu kommen. Es kämen dafür Fluoreszin (Uranin), Fuchsin und Eosin als Färbemittel in Betracht. Da jedoch in unserem Falle die Möglichkeit oder Wahrscheinlichkeit gegeben ist, daß diese Färbemittel mit saurem Höhlenlehm oder mit organischen Substanzen in Berührung kommen, wodurch erfahrungsgemäß Entfärbungen eintreten können, so wäre es empfehlenswerter, statt der Färbungsversuche eher Salzungsversuche mit Kochsalz oder Chlorlithium vorzunehmen. Die Salzlösung müßte zunächst am Lochboden und der Loswiese sowie eventuell im

Windloch in aufeinanderfolgenden Versuchsreihen eingegossen werden; dann kämen noch die Dolinen des „Lavoir“ sowie die in der Tiefenlinie vom Gaisloch bis zum „Im Geschirr“ in Betracht, und erst in dritter Linie könnte man auf die entfernter liegenden Dolinen, wie solche in der Fortsetzung des Großen Wolfstales oder in der Umgebung der Scheibwaldhöhe, zurückgreifen.

Die sichersten Ergebnisse erwarte ich mir von der ersten Versuchsreihe, den Salzungen auf der Linie Windloch—Lochboden—Loswiese, da hier die direkteste Verbindung mit dem problematischen Höhlengerinne vorauszusetzen ist. Auch die Salzungen in den Dolinen des „Lavoir“ könnten noch positiv ausfallen, vielleicht auch noch solche längs der Linie Gaislochboden—Im Geschirr. Alle anderen dagegen erscheinen mir von vornherein als sehr wenig aussichtsreich.

Falls aber diese Salzungen das Ergebnis liefern sollten, das ich erwarte, so wäre damit bewiesen, daß die Grünschacherscholle in allererster Linie als das Infiltrationsgebiet der Großen Höllentalquelle in Betracht kommt und daß sich somit auf dieses ganz besonders der Quellenschutz zu erstrecken hätte.

Die Verunreinigung, welche in allererster Linie zu vermeiden ist, ist eine solche durch menschliche Fäkalien. Da ist es nun zweifellos, daß die verstreuten, frei herumliegenden Fäkalien von nur untergeordneter Bedeutung hierfür sein können. Gefährlich als Ablagerungsstätten können bloß die Dolinen werden, da diese als windgeschützte und halbverborgene Orte häufiger aufgesucht werden mögen, und da überdies von deren Grund aller Vorräumung nach durch mehr weniger klaffende Spalten eine direktere und schnellere Verbindung mit der Tiefe besteht. Es müßte sich somit der Quellenschutz hier darin äußern, daß diese Dolinen, ebenso auch Windloch, Lochboden und Loswiese, durch Umzäunung unzugänglich gemacht werden.

Eine viel größere theoretische Infektionsgefahr für das Quellwasser sehe ich aber darin, daß die Schutzhütten der Rax mit Senkgruben anstattet sind, deren Entleerung bisher nicht anders vorgenommen werden konnte, als daß deren Inhalt einfach zur Winterszeit auf den Schnee ausgeleert wurde. Das sind aber konzentrierte Verunreinigungen, und überdies werden die Bakterien in der Kälte auch noch sehr gut konserviert und lebensfähig erhalten. In dieser Beziehung liegt jedoch die Speckbacherhütte am meisten in der Gefahrenzone, einerseits weil ihre Entfernung vom Austritte der Großen Höllentalquelle nach der Luftlinie gemessen bloß etwa 2 km beträgt und andererseits da gerade in jener Gegend auch der problematische unterirdische Höhlenlauf hindurchziehen muß. Es wäre empfehlenswert, in der Umgebung der Speckbacherhütte nach offenen Gesteinsklüften zu suchen und diese zu salzen, um so eventuell eine Bestätigung der eben ausgesprochenen Ansicht zu erhalten.

Der Quellenschutz wird sich somit nach dem Gesagten in erster Linie darauf beziehen müssen, die geschilderten vollständig unhygienischen Vorgänge auszuschalten, und dazu sind zwei Wege offen: entweder es müßte die Speckbacherhütte, wenn sich die Wahrscheinlichkeit einer Quellverunreinigung von hier aus bestätigen sollte, überhaupt gesperrt

und abgetragen werden, oder aber es wäre streng darauf zu achten, daß die Verunreinigung der Umgebung der Hütte unterbleibt. Dazu ist aber gerade durch die Erbauung der Seilbahn die Möglichkeit gegeben, da bei Einführung des Tonnensystems in der Hütte diese Tonnen leicht zu Tal befördert werden könnten, wozu sich die Seilbahngesellschaft bei Erhalt der Konzession verpflichtet hat.

Die gleichen Vorsichtsmaßregeln könnten auch beim Ottohause ergriffen werden, obgleich dasselbe bereits nahezu 4 km Luftlinie von dem Austritte der Großen Höllentalquelle entfernt liegt und auch bis zu dem wahrscheinlichen Verlaufe des Höhlengerinnes eine Entfernung von 500 m nach der Luftlinie besteht. Auch hier wäre es unschwer eine Tonnenabfuhr der Fäkalien einzurichten, und so würde die Seilbahn, statt die Quellen durch erhöhten Menschenzustrom zu gefährden, die Sanierung der Rax in die Wege leiten.

Immerhin mag es sich infolge des gesteigerten Verkehrs als notwendig erweisen, für neue Unterkunftsmöglichkeiten auf der Rax zu sorgen, und da erschiene es mir empfehlenswert solche in der unmittelbaren Umgebung der Bergstation zu errichten, einerseits weil von hier aus die Abfuhr der Fäkalien am allerleichtesten wäre, und besonders deshalb, weil die Scholle des Gsohlbodens von jener der Grünschacheralpe durch zwei Hauptbruchlinien getrennt ist, so daß ich eine Verunreinigung der Großen Höllentalquelle von hier aus für vollkommen ausgeschlossen halte. Das gleiche gilt aber auch für den Kaiserbrunnen, denn, wie vorangehend auseinandergesetzt wurde, besteht absolut kein Anhalt dafür, daß der genannten Quelle von der Raxseite Wasser zukomme. Übrigens könnte die Richtigkeit dieser Annahme ebenfalls unschwer durch Salzungsversuche erhärtet werden, die in den Dolinen des verlängerten Großen Wolfstales sowie des Finstertales auf dem Plateau vorgenommen werden müßten.

Wenn vorausgehend gesagt wurde, daß die Möglichkeit besteht, daß aus der Scholle der Scheibwaldhöhe der Großen Höllentalquelle Wasser zukomme, so können doch das Karl-Ludwig-Haus und das Habsburgsbau wegen ihrer großen Entfernung von vorneherein aus der Betrachtung wegbleiben. Aber auch im übrigen wird es sehr schwer fallen, einen Zusammenhang durch Salzung direkt nachzuweisen, es müßte nur gelingen, durch genaues Studium Brüche aufzufinden, welche eine schnelle Verbindung der Scheibwaldscholle mit dem Höhlennetz des Grünschachers ermöglichen.

Daraus geht aber hervor, daß sich ein Quellenschutz für die Große Höllentalquelle so gut wie ausschließlich mit der Sanierung der Grünschacherscholle zu befassen haben wird, und diese wird gerade erst durch den Bestand der Seilbahn ermöglicht.

In zweiter Linie wäre es auch wichtig, das Augenmerk dem Talboden des Großen Höllentales, und hier ganz besonders wieder der Umgebung der Austrittsstelle der Höllentalquelle, zuzuwenden. Es wurde schon gesagt, daß die Hauptbruchlinie am Fuße der Klobenwand entlang hindurchzieht und daß die breite Auskehlung dieses Tales nur dadurch erklärbar erscheint, daß dies ursprünglich von einer ganz zerrütteten Felsmasse erfüllt werde. Diese Zertrümmerung reicht aber naturgemäß

auch unter die heutige Talsohle hinab, und somit muß angenommen werden, daß Oberflächenwässer, welche hier an der Bruchlinie eindringen, leicht irgendeine Verbindung zu dem unterirdischen Gerinne der Höllentalquelle finden können. Die kritischste Situation in dieser Beziehung bietet wieder der Ausgang des Großen Höllentales, da der Quellaustritt hier aller Wahrscheinlichkeit nach der Bruchlinie und damit den Infiltrationswegen des Oberflächenwassers am nächsten liegt.

Dazu käme dann nur noch eine gewisse Sorgfalt, welche der Austrittsstelle der Großen Höllentalquelle selbst zuzuwenden wäre, eventuell müßte auch eine Neufassung dieser Quelle ins Auge gefaßt werden, welche die Ausschaltung der dritten Quelle, die als offenes Höhlengerinne anzusehen ist und daher einer Infektion in erster Linie ausgesetzt erscheint, gestattet.

17. Zusammenfassung.

Bezüglich des Deckenbaues des Raxgebirges wird die Auffassung von Kober und Staub als richtig erkannt und das Gosauvorkommen am Ausgange des Großen Höllentales als Fenster gedeutet.

Die Bruchtektonik in diesem Gebiete, wie sie von früheren Autoren gezeichnet wurde, entspricht nur zum Teil den Tatsachen. Der Verlauf der Suess'schen Rohrbacher Linie mit dem von Geyer als Fortsetzung erkannten Bruch des Großen Höllentales wird bestätigt. Ebenso der Bruch, den Geyer von Osten bis auf die Knofeleben zieht. Dagegen muß die „Linie von Hirschwang“ abgelehnt werden. Auch der Randbruch, der von Krebs entlang dem südlichen Plateaurande der Rax gezogen wird, besteht in dieser Form nicht. Dagegen wird gezeigt, daß zu den bisher bekannten Brüchen drei weitere hinzukommen, die noch nicht bekannt waren.

Es folgen sodann grundsätzliche Auseinandersetzungen über die Mechanik der Brüche, und es wird besonders hervorgehoben, daß zwei große Gruppen von Verwerfungen zu unterscheiden sind, und zwar gleichseitige und ungleichseitige, deren Entstehung und Aussehen eingehender geschildert wird.

Diese Erkenntnisse werden dann aufeinanderfolgend auf die vier großen hier in Betracht kommenden Verwerfungen des Großen Höllentales, des Großen Wolfstales, des Fiustertales und des Gsohlhirn angewendet. Anschließend werden dann als Ergänzung auch noch die Brüche der Grünschacheralpe besprochen.

Weiters wird gezeigt, daß sich der Verlauf der Verwerfungen auch morphologisch im Gebirge sehr deutlich ausprägt und daß die häufig angetroffene Vorstellung, daß derartige Verwerfungen geradlinig verlaufen müßten, unhaltbar ist und nicht den Tatsachen entspricht, sondern daß im Gegenteil ein derartiger geradliniger Verlauf zu den Ausnahmen gehört. Anschließend wird dann hervorgehoben, daß das nun festgestellte Durchstreichen der Verwerfungen im Südhange der Rax auch schon von anderen Autoren bemerkt, aber nicht richtig gedeutet wurde.

Die Beobachtungen an den Verwerfungen sowie die theoretischen Erörterungen hierüber werden sodann durch die Zergliederung der einzelnen Schollenbewegungen überprüft und eine sehr gute Übereinstimmung gefunden, da sich hiedurch sowohl die ungleichseitige Ausbildung der Verwerfungen und die zu beobachtende Schrägstellung der einzelnen Schollen wie auch das Auftreten des Dolomits auf dem Grünschacher und die Brüche, die diesen durchsetzen, vollkommen zwanglos erklären lassen. Auch das Erscheinen des Gosaufensters am Ausgange des Großen Höllentales wird hiedurch zwanglos in das gezeichnete Bild eingefügt.

Bei Besprechung der Entwässerung der Rax stehen der Kaiserbrunnen und die Große Höllentalquelle im Mittelpunkt. Es wird gezeigt, daß die bisherige Annahme zu Recht besteht, daß der Kaiserbrunnen als Entwässerung des Schneeberges anzusehen ist, daß dagegen die Rax das Infiltrationsgebiet der Großen Höllentalquelle abgibt. Doch ist hiebei nicht der ganze Gebirgsstock in Betracht zu ziehen, sondern in erster Linie das Grünschacherplateau und weiters vielleicht auch noch ein Teil der Scholle der Scheibwaldhöhe, wogegen die Ebenwald- sowie die Gsohlbodenscholle ausdrücklich hievon ausgenommen werden.

Schließlich werden noch die Wege für die Untersuchung des Entwässerungsnetzes gewiesen und damit Hinweise für die Einrichtung eines Quellenschutzgebietes verknüpft.

Wien, im April 1926.

Literatur.

- 1) Geyer G., Beiträge zur Geologie der Mürztaler Alpen und des Wiener Schneeberges. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., XXXIX, 1889.
- 2) Kober L., Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-naturwiss. Kl., LXXXVIII, 1912.
- 3) Ampferer O., Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., XCVI, 1918.
- 4) Staub R., Der Bau der Alpen. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, n. F., 52. Lieferung, 1924.
- 5) Götzinger G., Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitteil. d. k. k. geogr. Ges., 1913.
— Weitere neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochplateaus. Verhandl. d. Geol. Reichsanst., 1915.
— Zur Erklärung der Oberflächenformen des Raxplateaus. Urania, 1917.
— Die Karte der Raxalpe (1:25.000) und das morphologische Kartenlesen. Kartogr. Zeitschr., VI, 1917.
- 6) Baedeker D., Zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen (Schneeberg und Rax). Geogr. Jahresber. a. Österr., XII, 1922.
- 7) Krebs N., Länderkunde der österreichischen Alpen. Stuttgart 1913.
- 8) Nach Abhaltung des Vortrages ist noch erschienen: Lichtenecker N., Die Rax. Geogr. Jahresber. a. Österr., XIII, 1926.
- 9) Ampferer O., Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. CXXV, Wien 1916.
- 10) L. e., S. 687.

- 11) Suess E., Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungskommission des Gemeinderates der Stadt Wien, 1864, S. 47, 82 u. 88.
 12) l. c., S. 691 u. 773.
 13) l. c., S. 47.
 14) l. c., S. 675, 713 u. 769.
 15) l. c., S. 40, Fig. 9.
 16) Höfer-Heimhalt H., Die Verwerfungen. Braunschweig 1917.
 17) Köhler G., Die Störungen der Gänge, Flötze und Lager. Leipzig 1921.
 18) Stoßes B., Tektonische Geologie. Leipzig o. J.
 19) Rotter Elsa, Bericht über die Exkursion des geographischen Seminars der Universität Wien auf die Raxalpe am 29. Juni 1907. Geogr. Jahresber. a. Österr., VII, 1909.
 20) Stenographisches Protokoll über die am 10. Oktober 1925, 10 Uhr vormittags, im Marmorsaal der niederösterreichischen Landesregierung unter Vorsitz des Herrn Landeshauptmannes Dr. Buresch stattgefundenen Enquete, betreffend die Drahtseilbahn auf der Rax und die Wasserversorgung Wiens. S. 37.
 21) Hirschwald J., Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung. Berlin 1912, S. 64.
 22) Grund A., Die Veränderungen der Topographie im Wiener Wald und im Wiener Becken. Pencks Geogr. Abhandl., VIII/1, 1901, S. 8.
 23) Bittner A., Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich. Profil 1. Wien 1882.
 24) Lichtenecker, 1926, a. a. O., S. 159 u. 160.
 — 1925, Das Bewegungsbild der Ostalpen. Die Naturwissenschaften, XIII. Bd., Heft 35.
 25) Karrer F., Geologie der Kaiser-Franz-Joseph-Hochquellenwasserleitung. Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst., IX, 1877, S. 42 u. 44.
 26) Stadler Rud., Die Wasserversorgung der Stadt Wien in ihrer Vergangenheit und Gegenwart. Denkschrift zur Eröffnung der Hochquellenwasserleitung im Jahre 1873, Wien 1873, S. 82.
 27) Tschebull Anton, Zur Vermehrung der Hochquellenwassermenge in Wien. Wochenschr. d. Österr. Ingenieur- u. Architekten-Vereines, Nr. 12, 1889.

Inhalt.

	Seite
1. Einleitung	431
2. Der Gebirgsbau	431
3. Die Schichtfolge	432
4. Ausmaß des Deckenschubes	432
5. Die Bruchtektonik	433
6. Mechanik der Brüche	434
7. Das Große Höllental	438
8. Der Bruch des Großen Wolfstales	442
9. Der Bruch des Finstertales	444
10. Der Gsohlhirnbruch	445
11. Die Brüche der Grünschacheralpe	446
12. Der Verlauf der Verwerfungen	448
13. Der Südhang der Rax	449
14. Die Bewegung der Schollen	451
15. Die Entwässerung	455
16. Quellenschutzrayon	459
17. Zusammenfassung	462