

VERHANDLUNGEN

DER

GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Nr. 5/6

Wien, Mai—Juni

1933

Inhalt. Vorgänge an der Anstalt: Verleihung des silbernen Ehrenzeichens der Republik an den techn. Oberinspektor O. Lauf. — Eingesendete Mitteilungen: O. Schmidegg, Neue Ergebnisse in den südlichen Öztaler Alpen. — Literaturnotizen: C. W. Kockel, M. Richter, H. G. Steinmann; L. Benda.

NB. Die Autoren sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Vorgänge an der Anstalt.

Der Herr Bundespräsident hat mit Entschließung vom 14. April 1933 dem techn. Oberinspektor Oskar Lauf anlässlich seiner Übernahme in den dauernden Ruhestand taxfrei das Silberne Ehrenzeichen für Verdienste um die Republik Österreich verliehen.

Eingesendete Mitteilungen.

Oskar Schmidegg, Neue Ergebnisse in den südlichen Öztaler Alpen. (Mit einer Kartenskizze.)

Die südöstlichen Öztaler Alpen werden als ein Gebiet mit Schlingentektonik dargestellt. Es herrschen hier Faltungen mit lotrechten bis steilen Achsen vor, unter steilen, von der Kristallisation größtenteils überholten Deformationen. Der Schneebergerzug wird seiner Gesteinsbeschaffenheit und Tektonik nach näher gegliedert. Er erweist sich als in die Schlingentektonik einbezogen. Fortsetzungen entsprechender Gesteine konnten vor allem nördlich des Vintschgaues aufgefunden werden, ferner werden Beziehungen zwischen Schneeberger und Laasergesteinen festgestellt. Staubs Deckengrenze Campo—Ötztal wird auch für dieses Gebiet abgelehnt.

Im folgenden werden die wesentlichsten Ergebnisse der in den Jahren 1927—1932 in den Öztaler Alpen durchgeführten geologisch-petrographischen Arbeiten kurz berichtet. Eine ausführlichere Darstellung der für Blatt Sölden in Betracht kommenden Ergebnisse wird in den Erläuterungen zum bereits erschienenen Blatt Sölden—St. Leonhard der österreichischen Spezialkarte erfolgen, sobald die Drucklegung möglich ist. Über die weiteren petrographischen und besonders gefügekundlichen Arbeiten wird eigens berichtet werden.

Die Anregung zu den Arbeiten in den hinteren Ötztälern erhielt ich von meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Sander, dem ich auch sonst für mannigfache Unterstützung und Förderung Dank schuldig bin. Dieses Gebiet, das seit den Aufnahmen Tellers 1877/78 nicht mehr bearbeitet und nun von den modernen Arbeiten Hammers und Sanders umgeben war, versprach infolge der schon aus der Karte Tellers hervorgehenden abweichenden Streichrichtungen sowie der Nähe des Alpenknicks wichtige Ergebnisse. Die Geländeaufnahmen wurden unterstützt

durch eine Beihilfe des Hauptausschusses des D. u. Ö. Alpenvereins, dem auch an dieser Stelle zu danken mir eine angenehme Verpflichtung ist. Sie umfassen zunächst das österreichische und einen beträchtlichen Teil des angrenzenden, nunmehr italienischen Gebietes von Blatt Sölden, wurden aber 1932 noch darüber hinaus bis ins Vintschgau fortgesetzt.

Sie führten bald zu dem überraschenden Ergebnis, daß die Tektonik des hinteren Ötztales nicht aus Falten mit wenigstens annähernd horizontalen Achsen besteht, wie sie in den nördlichen Ötztälern sowie überhaupt im Gebirgsbau der Alpen herrschen und den heutigen Anschauungen der Deckentheorie entsprechen, sondern, daß hier ein Großfaltenbau (Schlingenbau) mit lotrechten bis steilstehenden Faltungsachsen vorherrscht, gegeben durch tektonische Großfalten im Ausmaße bis zu 10 und mehr Kilometern in oft recht enggepreßten Faltenzügen, denen auch eine entsprechende, stellenweise sehr intensive Fältelung bis ins Kleingefüge entspricht.

Diese Schlingentektonik ließ sich durch möglichst genaue Verfolgung der s-Richtungen festlegen, wobei die eingelagerten Gesteinszüge, besonders die meist schmalen, aber sehr oft weit hinziehenden Orthogneis- und Amphibolitlagen sichere Leitlinien abgaben.

Die starke Verfaltung ist an einigen Stellen besonders entwickelt, so vor allem an den Stirnumbiegungen und in den Winkeln der Falten. Hier kann häufig im einzelnen von einer s-Richtung nicht mehr gesprochen werden, das Gestein ist zu einem reinen B-Tektonit geworden. Zuweilen, wie am Plattei und Hochjoch, ist das Gestein anschließend von einer Durchscherung betroffen worden noch innerhalb derselben tektonischen Phase und unter Beibehaltung derselben B-Achse, vorwiegend bei OW-Beanspruchung. Meistens fehlen jedoch Anzeichen solcher Durchscherung. Innerhalb großer Bereiche ist das Streichen oft lange Strecken hindurch ziemlich konstant oder biegt nur allmählich um, ohne stärkere Verfaltung. Die B-Achsen treten dann außer in einzelnen örtlichen Falten nur mehr durch Striemung hervor oder mit freiem Auge im Handstück überhaupt nicht und sind dann nur mehr mittels Gefügeanalyse mit dem U-Tisch feststellbar. Bezeichnend ist oft auch eine gewissermaßen ruckartige Umbiegung, indem das Streichen für lange Erstreckung durchaus dasselbe bleibt, um dann mit mehr oder weniger starken Verfaltungen plötzlich umzuschwenken.

Die mit der Schlingenbildung zusammenhängenden Deformationen sind fast durchwegs von der Kristallisation, besonders in bezug auf Biotit, Muskowit, Hornblende, Staurolith, Feldspat überholt worden. Die wenigen wirklich nachkristallinen Deformationen können auf eine spätere tektonische Phase zurückgeführt werden. Die Schlingentektonik selbst ist also vorkristallin.

Sander beschrieb schon 1920 (9) Umscherung und Umfältelung mit vertikalen Achsen im hinteren Pfossental (im Bereich des Schneebergerzuges).

Die Verteilung der Schlingenzüge ist aus der Kartenskizze zu ersehen. Die Darstellung derartiger Schlingentektonik kann natürlich nicht mehr in der sonst üblichen Weise durch Profile erfolgen, sondern hier vertritt die Karte schon selbst das Profil und ist damit die einzige entsprechende Darstellungsart. Dies gilt natürlich genau nur bei wirklich

lotrechten Achsen, bei steilgeneigten muß die richtige Darstellung in Form von geneigten, senkrecht auf die B-Achsen stehenden Profilen erfolgen.¹

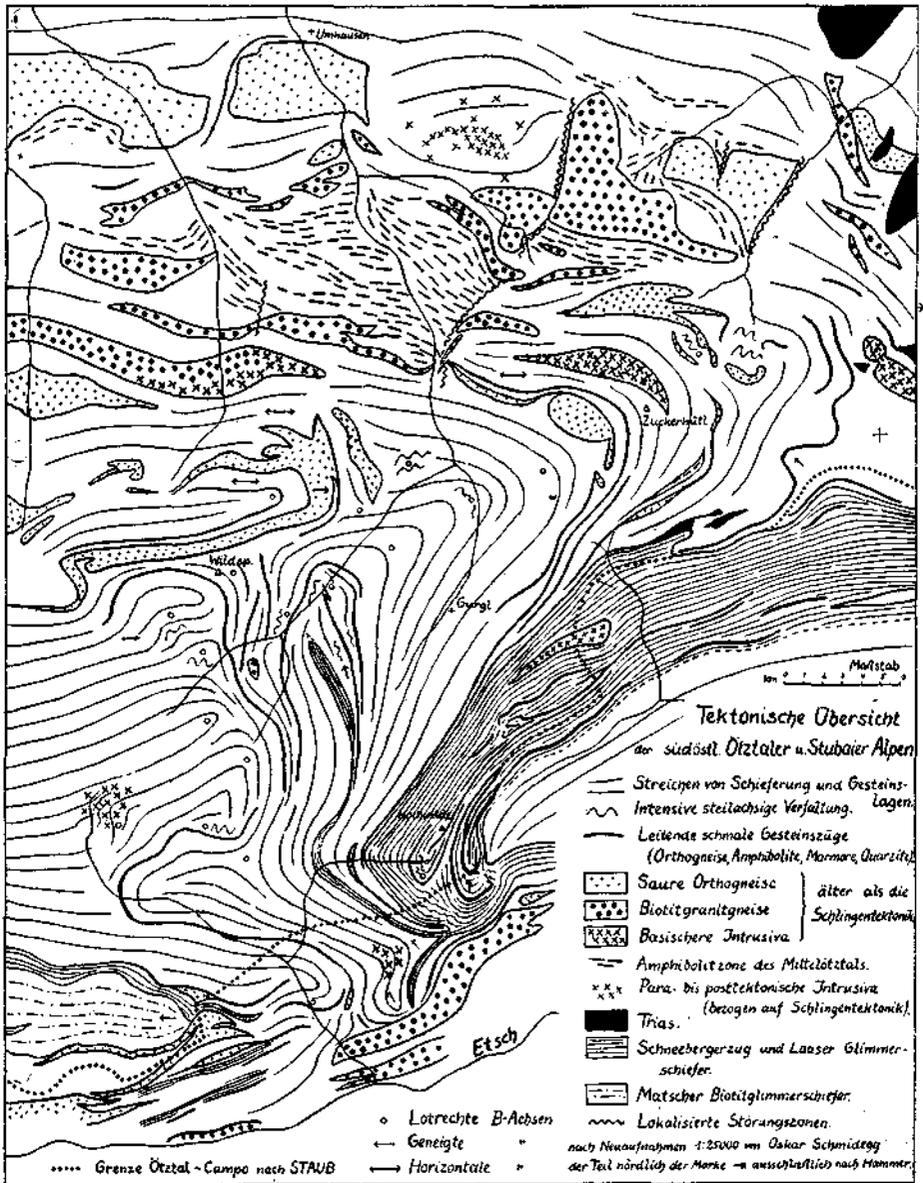
Zu den einzelnen Schlingen ist folgendes zu bemerken:

Die Venterschlinge, deren Verlauf durch einen schmalen Orthogneiszug auch auf der Karte deutlich sichtbar ist, ist ostwestlich stark zusammengedrückt. Während ihre Faltenachsen besonders im Ventertal durchaus senkrecht stehen, fallen sie in den äußerst stark durchgekneteten Gesteinen am Ramol- und Spiegelkogel mit 45° nach NW ein. Vor allem wichtig sind noch die Granatglimmerschiefer des Firmisan- und Spiegelkogels, die mit ihren Begleitgesteinen und der Metamorphose sehr an den Schneebergerzug erinnern und wie S. 89 dargestellt wird, auch mit ihm zusammenhängen. Nach NO setzt die Venterschlinge sich in die Stubaierschlinge fort, die einige größere Intrusivmassen enthält: die basische, stark ausgespitzte Masse der Pfaffengruppe und die Granitkuppel des Windachtales. Der Südschenkel verläuft stark ausgewölbt dem Schneebergerzug entlang, während der Nordschenkel allmählich in die OW-streichenden Gesteinszüge der nördlichen Öztaler übergeht. Dadurch kommt auch das von Hammer (3, 5) schon betonte, auffällige NW—SO Streichen in den Stubaiern zustande. Das Altkristallin der Öztaler wird also nach O durch einen großen, nach auswärts gerichteten Bogen abgeschlossen.

Östlich des Freiger, dann im Pflersch- und Ridnauntal findet ein ziemlich starkes Pendeln der Achsenlagen aus der Lotrechten heraus statt, das dann allmählich in flachbuckelige Lagerungsformen überführt, die wohl, wie schon Sander vermutet hat, auf im Untergrund eingelagerte größere Intrusivmassen zurückzuführen sind. Zutage tretend konnte eine solche nordwestlich Pflersch festgestellt werden. Ferner wurden auch am Kamme südlich Pflersch Kontakterscheinungen, die auf eine darunterliegende Intrusivmasse schließen lassen, beobachtet.

Nördlich der Venterschlinge schiebt sich die stark OW gestreckte Mittelbergschlinge ein mit ihren, besonders an der Umbiegung stark entwickelten Augengneislageren. Der Nordschenkel ist bereits in horizontale WO streichende Falten gelegt und leitet damit zu den ebenso gebauten nördlich anschließenden Gebieten über. Die südlich davon von W herüberstreichenden Schieferkomplexe, die zwar an Intrusionen arm, aber ziemlich mineralführend sind, endigen hier unter starker Verfaltung, wobei sich einige Stirnfalten herausheben ließen. Die Faltenachsen fallen im Vernagtgebiet unter 45° nach W ein, am Plattei an der Kreuzspitze und in der gut entwickelten Marzellschlinge jedoch durchwegs lotrecht. Ebenso lotrecht stehen sie auch in dem nach W gerichteten Schlingenbogen des oberen Schnalstaes. Auch beiderseits des unteren Schnalstaes herrscht noch Schlingentektonik, doch nimmt die Schiefstellung der Achsen (mit Einfallen nach NW und N) und die vorwiegend nachkristalline Überprägung durch Deformation mit flachen (vorwiegend OW gerichteten) Achsen sowohl nach S und auch nach W, als auch mit der Höhe zu. So finden wir bei Neuratteis in der Tiefe des Schnals-

¹ Über deren geometrische Konstruktion siehe Wegmann, „Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland“ (Extrait des Comptes Rendus de la Soc. géol. de Finlande 1929).



tales noch unversehrte Faltung mit lotrechter Achse, an der Schlingen-
 umbiegung am Gingeljoch ebenso, aber mit NW einfallender Falten-
 achse, während an den Südhängen gegen das Vintschgau, besonders
 westlich des Schnalstaes, Steilfaltung nur mehr spurenweise zu finden
 ist. Daß auch südlich des Vintschgaus noch steilachsige Tektonik vor-
 kommt, ist durch eine Beobachtung solcher Steilachsen bei Laas wahr-
 scheinlich gemacht.

An das Schlingengebiet schließt sich nach N das Gebiet der nördlichen und mittleren Öztaler Alpen mit seinen zahlreichen, linsig ausgezogenen großen Intrusivmassen an. Seine Tektonik ist gekennzeichnet durch steilgestellten Lagenbau und ostwestlich streichende, mehr oder weniger horizontale B-Achsen. Die Bewegungsrichtung ist NS. Zu dem Schlingengebiet findet insofern ein Übergang statt, als diese OW streichenden Lagen direkt in die Nordschenkel der Schlingen übergehen und auch die Nordschenkel der Schlingen selbst, soweit sie ostwestlich verlaufen, eine intensive Verwarpung mit horizontaler Achse zeigen (nördlich Mittelbergferner, Nebelkogelgruppe). Auch diese Verfallung ist im wesentlichen vorkristallin. Von den innerhalb des Schlingengebietes auftretenden horizontalen OW-Verfallungen sind keine mit Sicherheit dieser vorkristallinen Bewegungsphase zuzuordnen, sie gehören wohl der Hauptsache nach der später erwähnten, im wesentlichen nachkristallinen Deformationsphase an. Auch die Steilfaltungen hören nach N zu, wenigstens im untersuchten Gebiet, ziemlich rasch auf. Überprägungen beider wurden nicht angetroffen. Aus der großtektonischen Verteilung läßt sich jedoch schließen, daß die Schlingentektonik die ältere ist.

Das Schlingengebiet des Altkristallins besteht vorwiegend aus Paragneisen bis Glimmerschiefern mit eingelagerten alten Orthogesteinen, die aber nicht in der Ausdehnung und Mächtigkeit vorkommen, wie in den nördlich angrenzenden Gebieten der Öztaler Alpen, sondern in mehr langgestreckten schmalen Zügen, was wohl hauptsächlich auf die starke Auswarpung zurückzuführen ist. Sie haben sich aber doch der Deformation gegenüber als widerstandsfähiger erwiesen als die sie umgebenden Paraschiefer, wie auch die oft noch ziemlich unversehrten Augen zeigen. Die Grenze gegen die Schiefer ist stets recht scharf, Anzeichen von Mischgneisbildung oder Stoffwanderungen fehlen. Die Intrusion ist jedenfalls vor der Schlingenbildung erfolgt, vielleicht liegt hier ein Gebiet alter Intrusionstektonik vor.

Im Bereiche des Schlingengebietes sind es mit Ausnahme einiger kleinerer, weniger bedeutender Lager größtenteils stark saure Granite, jetzt als muskowitzreiche Augen- und Flasergneise vorliegend, die der südlichen Zone der sauren Granite der Öztaler nach der Übersicht von Hammer zuzurechnen sind. Nach S treten erst im Vintschgau im sogenannten Tschigotgranit (Kastelbell — Schnalstalausgang — Tschigot) wieder basischere Granite auf. Noch basischer und wahrscheinlich jünger ist dann im NO eine in der Pfaffengruppe auftretende, mächtig entwickelte Intrusivmasse, die aus stark differenzierten dioritischen bis granitischen Gesteinen besteht. Weiter im O, eigentlich schon außerhalb des Schlingengebietes, taucht nordwestlich Pflersch eine schon erwähnte tonalitische Intrusivmasse mit basischer Randfazies auf. Sie ist von hornfelsartigen braunen Kontaktschiefern („Biotitschiefer“ nach Hammer) umgeben, wie sie auch manche der basischen Granite des Mittelöztales begleiten. Auf Blatt Sölden finden wir einen solchen Zug, z. B. zwischen Puikogel und Hoher Geige, der nach O im Wüthenkartal sein Ende findet.

Eine andere, wesentlich jüngere Gruppe von Intrusivgesteinen findet sich in der Gegend des Hochjoches, nördlich Kurzras, sowie am Gingeljoch in der südwestlichen Texelgruppe. Hier fand die Intrusion eines

granitisch-tonalitischen Magmas während der tektonischen Bewegung (Schlingenbildung) statt und führte zur Bildung von stark gefalteten Mischgneisen sowie durch Stoffwanderung zur Entwicklung von Albit-knotengneisen, wie sie z. B. zwischen Hochjoch und Kreuzspitze recht verbreitet sind. Es ist zu vermuten, daß auch die übrigen in den Öztalern recht verbreiteten Feldspat-knotengneise, die bisher mit keinerlei magmatischen Gesteinen in Zusammenhang zu bringen waren, derartigen paratektonisch intrudierten Magmen ihre Entstehung verdanken, wobei dann die Kristallisation die tektonischen Vorgänge überdauerte. Der Winnebachgranit dürfte vielleicht auch damit, wenigstens in zeitlicher Hinsicht, auf eine Stufe zu stellen sein. Bemerkenswert ist, daß beide Vorkommen Hochjoch und Gingeljoch an Stellen stärkster Durchknetung liegen, was durch gegenseitige Begünstigung beider Vorgänge, Intrusion und Verfaltung erklärt werden kann. Einerseits wird durch die magmatische Erweichung die Faltenbildung, besonders im Sinne reiner Biege-falten, stark gefördert, anderseits die Stoffzufuhr viel eher ermöglicht. Zusammenhängend mit dem Intrusionsherd vom Gingeljoch lassen sich noch zahlreiche kleinere intrusive Einschaltungen dieser Art über das Pfossental bis in die Gegend der Diemkögel verfolgen. Auch die geringe tektonische Beanspruchung aufweisenden Einlagerungen von hornblendit-artigen Gesteinen sind wohl hieher zu rechnen.

Schneebergerzug.

Südöstlich an das Schlingengebiet schließt sich der sogenannte Schneebergerzug an, ein in bezug auf Gestein und Metamorphose der unteren Schieferhülle der Tauern gleichender Gesteinszug, der aber hier in steilgestellten, enggefalteten Synklinalen vorliegt.

In bezug auf das Gesteinsmaterial konnte folgende Gliederung festgestellt werden (von NW nach SO etwa im Profil Gurgl—Pfelders):

1. Eine breite Zone mit typischen grauen Granatglimmerschiefern, in denen hauptsächlich am Nordwestrand einige scharfbegrenzte Marmorlagen, ferner ganz schmale Lagen grobkristalliner Hornblendegesteine und Garbenschiefer eingelagert sind. Im oberen Seebertal bis zum Granatenkogel, hier mit Kontakthof von vorwiegend Garbenschiefern, befindet sich eine mächtige Masse von Orthoamphibolit.

2. Eine sehr mannigfaltig zusammengesetzte Zone aus Kalkglimmerschiefern, Marmorlagen, hornblendehältigen Gesteinen (Amphibolite, Garbenschiefer usw.) und Granatglimmerschiefern in durch die starke tektonische Durchmischung und vielleicht auch primär verursachten lebhaften Wechsel und Übergängen, so daß die Ausscheidung auf der Karte nur in Umrissen erfolgen konnte.

3. Eine Serie, die durch das Auftreten von lang dahinziehenden gelblichen Quarztlagen sowie Amphibolitlagen gekennzeichnet ist; auch quarzitische Graphitschiefer kommen vor. Sie sind in Schiefer eingelagert, in denen der Granatgehalt oft zurücktritt und die dadurch mehr an das Altkristallin erinnern. Diese Gesteinsserie ist besonders an den Südhängen der Hochwilde entwickelt und endet mit starken Verfaltungen im oberen Pfossental.

4. Daran schließt sich eine Zone, die durch mächtige weiße Marmorlagen ausgezeichnet ist, die besonders ober Lazins und in der Texelgruppe tektonisch stark vervielfältigt sind. Sie sind häufig von Amphiboliten begleitet und in Schiefeln eingelagert, die teils Granat, teils Biotitschuppen führen und ohne deutlich kennbare Grenze in die südöstlich anschließenden altkristallinen Schiefer übergehen. Sie sind von Sander z. T. zu den Laaser Serien gestellt worden.

Tektonisch ist der Schneebergerzug ein aus komplizierten Synklinen gebauter, aus hochkristallinen Tauerngesteinen bestehender Gesteinszug, der zwischen Altkristallin eingelagert und gegen SO umgelegt wurde. Durch genaues Verfolgen und Analyse der Gesteinsserien sowie Feststellen der Achsenrichtungen konnten einige tektonische Elemente herausgehoben werden. Im allgemeinen kommen vor: WO streichende Synklinen sowie einzelne Gesteinszüge, die nach O schmaler werden, nach W (SW) mit steilachsig verfalteten Stirnen endigen. Beides durch Tauernkristallisation im wesentlichen überholt, doch sind die Synklinen älter. Von den steilachsig verfalteten Gesteinszügen konnten folgende herausgehoben werden:

Die in der Gesteinsgliederung mit (2) bezeichnete mannigfaltige Serie endet nach W im Rotmoosferner mit 45° nach W einfallenden Achsen.

Die quarzführende Serie der Hochwilde (3) hat ihre Stirne im Pfossental bzw. am Kleinen Schrottnner.

Die marmorführende Serie von Pfelders (4) biegt am Lodner mit 45° N fallender Achse zum stärker ausgewalzten Ostschenkel um, der jedoch im hintersten Winkel des Pfelderstales (südwestlich der Lazins-Alm) rasch auskeilt. Die den Kern dieser Umbiegung an der Hohen Weiße und nördlich davon bildenden Gesteine, zu denen auch der Serie (2) nächstehende, wie Kalkglimmerschiefer, gehören, sind außerordentlich stark verfaltet. In den Marmorzügen am Steilabfall gegen Lazins ist die Faltenachse nahezu horizontal.

Die breite Zone der grauen Granatglimmerschiefer, die die genannten Serien nach N und W umgibt, biegt ebenfalls in der Texelgruppe um und umhüllt sie auch im S bis O teilweise unter starker Verfaltung ($B = N 10^\circ W, 45^\circ N$), so daß diese mit ihren Stirnen gewissermaßen in die weicheren Glimmerschiefer eingebettet sind. Nach O setzen sich dann diese Granatglimmerschiefer in einem breiten Zuge im Altkristallin der Meran—Maulser-Zone über die Hochschieferspitze hin fort. Nach W spalten sich, etwa bei der Gingl-Alm, zwei Züge von denselben Granatglimmerschiefern ab. Der eine zieht zu Beginn noch marmorführend über das Roteck ins Pfossental und steht weiterhin stark ausgewalzt mit den im Kern der Venterschlinge vorhandenen grauen Granatglimmerschiefern der Firmisanschneide in Verbindung. Der andere Zug endet mit N fallenden Achsen südlich der Kirchbachspitze, nahe am Tschigotgranit. Im Profil Lazinsrer Rötelspitz—Lodner sind alle diese Granatglimmerschieferzüge miteinander vereinigt und weder petrographisch noch tektonisch trennbar.

Im Einschnitt des Schnalstals ist keine Spur mehr von solchen, dem Schneebergerzug entsprechenden Gesteinen, vor allem Granatglimmer-

schiefern, nachzuweisen; dagegen treten westlich desselben, in der Höhe wieder Gesteinszüge auf, die als Fortsetzung in Frage kommen.

Zunächst Züge von nachkristallin deformierten Phylliten bis Granatglimmerschiefern unterhalb der Marzollspitze, die, wie ihre Verfolgung im Streichen ergeben hat, mit den von Hammer beschriebenen und von Staub als Verrucano gedeuteten Serizitphylliten von Zuckbühel und Vezzan zusammenhängen. Das Vorkommen von Granat (an beiden Orten nach eigenen Feststellungen), von Marmor (nach Spitz) und von Hornblende-Garbenschiefern (südlich der Marzollspitze) führt zur Annahme, daß hier die Fortsetzung des Schneebergerzuges vorliegt, der aber hier durch die mit der Schliniger Überschiebung zusammenhängenden Bewegungsvorgänge nachkristallin durchbewegt wurde. Daher sind (rückschreitende Metamorphose!) kennzeichnende Mineralien, wie Granat, oft nur mehr in Resten vorhanden. Synklynal fächerförmige Einlagerung ist stellenweise deutlich zu erkennen.

Eine weitere Möglichkeit der Fortsetzung liegt in den die Biotitglimmerschiefer der Matscherdecke unterlagernden Granatphylliten. Es gelang hier eine Fortsetzung dieser ebenfalls stark nachkristallin deformierten Granatglimmerschiefer in Form eines schmalen, nach unten synklynal auskeilenden Zuges bis über den Kamm Naglerspitz—Trumsberg zu verfolgen, wo er nach O hin hoch über dem Schnalstal in die Luft ausstreicht.

Daß alle diese Gesteinszüge, ebenso wie der der Kirchbachspitze unzweifelhaft von oben eingefaltete Synklynal darstellen, ist eine wichtige Stütze für die Annahme, daß auch der Schneebergerzug nicht in der Tiefe wurzelt, sondern von oben eingefaltet wurde.

Während die Abgrenzung des Schneebergerzuges gegen SO recht unscharf ist, ist die Grenze gegen das Ötztaler Altkristallin im NW bis zur Texelgruppe ziemlich scharf und vielerorts auch als nachkristalline Bewegungsfläche ausgearbeitet.

In der Gegend von Schneeberg liegt eine nochmalige Überlagerung von Altkristallin durch Schneeberggesteine vor, die aber nach W wieder mit dem Hauptzuge zusammenhängen. Die mächtigen Keile von Triasdolomit, die hier eingelagert sind, liegen größtenteils im Altkristallin oder an der Grenze, nur der schmale Dolomitzug, in den sich die nach W auskeilende Marmorlage der Gürtelwand anscheinend fortsetzt, tritt in den Schneebergerzug über und läßt sich mit Unterbrechungen bis über die Schönauer Alm verfolgen. Doch konnte kein sicherer Zusammenhang mit den den nördlichen Rand des Schneebergerzuges entlang ziehenden Kalkmarmorlagen erwiesen werden. Außerdem ist der petrographische Unterschied (Kalk—Dolomit) zu beachten. Es kann jedenfalls daraus nicht das Vorkommen von Trias im Schneebergerzug erschlossen werden, es kann sich hier auch um eine nur lokale Einschaltung handeln. Dagegen ist die Trias, wie an den Basisgesteinen, vor allem den Geröllgneisen ersichtlich ist (Biotitschuppen), von der Tauernkristallisation ergriffen worden wie auch das umgebende Altkristallin.

Die ebenfalls aus Trias bestehenden westlichen Ausläufer der Tribulaungruppe (Goldkappl und der einzelne Rest der Weißwandspitze) zeigen als letzten tektonischen Vorgang eine Bewegung nach W unter

Stauchung der vorliegenden Schiefer und teilweiser Abschürfung der die Basis bildenden Geröllgneise. Diese OW-Bewegung ist auch sonst zwischen Pflersch und Ridnauntal durch NS gerichtete horizontale B-Achsen häufig angezeigt.

In bezug auf die Metamorphose ist der Schneebergerzug ausgezeichnet durch die Tauernkristallisation, eine durch Druck und Temperaturverhältnisse (größere Tiefen) bedingte rege Kristallisation verschiedener Mineralien wie Hornblende (Tremolit), Biotit, Ankerit, Albit, Granat, die die tektonischen Vorgänge im wesentlichen überdauert hat. Die Tauernkristallisation hat sich jedoch nicht überall gleich ausgewirkt; ist auch nicht auf den Schneebergerzug allein beschränkt. Dieser war wohl in bezug auf Material und Lage besonders geeignet, aber auch hier gibt es beträchtliche Unterschiede. Im allgemeinen klingt die Tauernkristallisation von O nach W allmählich ab. Starke Steigerung tritt besonders in den lebhaft durchbewegten Gebieten der Stirnfalten auf, so im Gebiet der Liebenerspitze, im oberen Pfsossental im W und NW des Kleinen Schrottners, verhältnismäßig geringer an der Hohen Weiße, dann im Kontakthof am westlichen Ende des Granatkogel-Amphibolits und in der Gegend von Schneeberg, wo auch die Erzlagersstätte selbst ergriffen wurde. Auch das Altkristallin in der Nachbarschaft des Schneebergerzuges wurde von der Tauernkristallisation ergriffen, was sich hauptsächlich durch Ausbildung von Biotitschuppen (Querbiotite) äußert. Besonders verbreitet sind solche Gesteine bei Pfelders, aber auch am ganzen NW-Rand. Vielleicht sind auch die Biotitschuppengneise von Gurgl hierher zu stellen. Das südliche ausgeschwänzte Ende der Intrusivmasse der Pfaffengruppe zeigt ebenso, wie die jüngeren Diabasgänge in der Nähe des Schneebergerzuges, die Einwirkung der Tauernkristallisation durch zahlreiche neugebildete Biotitblättchen an.

Die Unterscheidung zwischen Schneebergerzug und Laasererien, zu denen außer der namengebenden Serie südlich des Vintschgaus nach Sander auch verschiedene mineralführende Serien der Zone Meran — Mauls, darunter auch der SO-Rand des Schneebergerzuges gerechnet werden, wird, wie Sander ja auch schon wiederholt betont hat, sehr schwierig bis nahezu unmöglich, besonders mit Berücksichtigung der neu aufgefundenen Fortsetzungen des Schneebergerzuges, die zu den Laasern nicht nur in bezug auf Metamorphose, sondern auch örtlich hinüberleiten.

Der Unterschied beruht auf einigen, dem Schneebergerzug (und auch der Tauernhülle) eigentümlichen Gesteinsgesellschaften, wie der bunten Serie mit Hornblendegesteinen und der quarzitzführenden Serie, sowie vor allem in der Metamorphose. Die (ältere) Laaserkristallisation ist gekennzeichnet durch Granat, Staurolith, Cyanit, während die Tauernkristallisation gegeben ist durch Hornblende (mit Tremolit), Biotit, Chlorit, Ankerit, Albit und ebenfalls Granat. Staurolith fehlt hingegen, von einigen wenigen Einzelfunden im Schneebergerzug abgesehen (Eisjöchl, Zirmaid). Gemeinsam sind beiden die gleichförmigen grauen Granatglimmerschiefer und die Marmorzüge. Ebenso finden sich bei beiden Amphibolitgesteine, die sich aber durch die Metamorphose stark unterscheiden.

Wenn man absieht von den für den Schneebergerzug allein bezeichnenden Serien, die örtlich beschränkt sind, und, wie gezeigt wurde, sich

auch herausheben lassen, so unterscheidet er sich von den Laasern nur mehr durch die Tauernkristallisation, die schließlich auch örtlich beschränkt ist. Man kann demnach den Schneebergerzug, zum großen Teil wenigstens, auch als Laaserserien mit Tauernkristallisation auffassen. Damit würden auch die Übergänge im Streichen, besonders in der marmorführenden Serie am SO-Rand erklärbar sein. Sind ja überhaupt die Laaserserien, ganz abgesehen von der nach W zunehmenden nachkristallinen Durchbewegung, innerhalb desselben Zuges auch Unterschieden in der Metamorphose unterworfen, so z. B. die Hauptserie südlich des Vintschgaus, die östlich des Martelltales infolge der zahlreichen Pegmatitintrusionen in mehr den Biotitgneisen ähnliche Kontaktschiefer übergeht.

Zur Entstehung der Schlingentektonik.

Eine Erklärung der steilstehenden Schlingen durch Aufstellung eines zuerst mit horizontalen Achsen gefalteten Paketes als Ganzes kommt infolge der großen Mächtigkeit dieses Paketes und des lückenlosen Zusammenhanges mit den OW streichenden nördlichen Öztalern nicht in Frage. Es fand also ein Zusammenschub schon aufgerichteter Schiefer mit während des Vorganges in steiler Lage befindlichen B-Achsen statt. Die Entstehung derartiger Schlingen, die schon von Sander 1914¹ erörtert wurde, kann auf folgende Weise erfolgt sein:

1. Durch Zusammenschub der Schieferhüllen von Batholithen, die somit durch die Schlingen abgebildet erscheinen. Hiefür ergaben sich jedoch hier keine Anhaltspunkte, etwa durch Divergenz der Achsen bei deren Anpassen an die Batholithen, wie es z. B. bei der flachbuckeligen Lagerung im SO-Stubai der Fall ist, sondern eher Widersprüche.

2. Durch Umbiegung der schon aufgerichteten, gerade streichenden Schieferzüge zu Schlingen und Zusammenschub derselben, also Umfaltung mit steiler Achse. Dieser Vorgang kann in zwei Teilakte zerlegt werden, die durchaus stetig aufeinander gefolgt sein können. Wenn wir vor allem die große Vent-Stubaierschlinge in Betracht ziehen und von einem OW streichenden Schichtpaket ausgehen, so ist zunächst eine Abbiegung der östlichen Teile desselben nach Süden erfolgt. Erklärbar durch einen Vorschub der Öztalermasse nach N bis NO mit Zurückdrängung der östlichen Teile, wobei auch eine Drehung der ganzen Masse beteiligt sein kann. Dann ein Hauptzusammenschub in Richtung etwa SO—NW unter starker Auswalzung des Südschenkels zwischen zwei relativ starren Massen. Als Widerlager im NW kommt der nördliche Teil der Öztaler selbst in Betracht, der teils durch seine vielen größeren Intrusivmassen, teils vielleicht auch durch kleinere Plastizität infolge geringerer Tiefe sich als widerstandsfähiger erwies. In diesem Sinne läßt sich auch der allmähliche Übergang zu diesem nicht oder kaum in steilachsige Schlingen gefalteten Gebiete erklären. Als südöstlich anschiebenden Block, als welchen man sich nach den der alpin-dinarischen Grenze gleichlaufenden Streichrichtungen der Schlingenzüge den dinarischen Block vorstellen muß, kommt von den heute dort zutage

¹ J. B. Sander, Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verb. d. Geol. R. A. 1914.

tretenden Gesteinsserien keine recht in Frage. Man ist daher genötigt, diese mehr in der Tiefe zu suchen, eine Annahme, die eine Stütze in den nach NW einfallenden B-Achsen der südlichen und östlichen Schlingengebiete findet. Die auf den Achsen senkrecht stehenden Trajektorien führen bei ihrer Fortsetzung nach SO von selbst in tiefere Regionen.

Auch bei der Entstehung aus zusammengeschobenen Batholithenmänteln erfolgte natürlich, wie aus Kleinfaltung und Gefüge hervorgeht, eine Verfaltung mit steilen Achsen. Der Unterschied liegt nur in der Erklärung des Schlingenbildes im großen.

Das Bewegungsbild ist aber in Wirklichkeit viel komplizierter, so ist auch der Schneebergerzug, wenigstens teilweise mit in die Schlingentektonik einbezogen worden, wie besonders die Einschaltung in die Venterschlinge, aber auch die Texelgruppe unzweifelhaft dartut, eine Tatsache, die auch für die Altersfrage sehr wichtig ist. Im Schneebergerzug treten außerdem sehr verschieden gerichtete Achsenlagen auf. Wenn es auch durchaus möglich ist, daß hier wesentlich spätere und erst von der Tauernkristallisation überholte Deformationen vorliegen können, so ist doch auch anzunehmen, daß eine derartige Beanspruchung beim Zustandekommen der Schlingentektonik nicht über den ganzen Bereich gleichmäßig wirksam war. Durch Inhomogenitäten (z. B. Schneebergerzug) und Ausweichmöglichkeiten in derselben Phase und nacheinander, vor allem gegen die Grenzen des Bereiches hin, muß sie in verschiedener Richtung gewirkt und zu Deformationen mit verschieden gerichteten Achsen geführt haben. Es brauchen also die Deformationen mit verschiedener Achsenrichtung durchaus nicht verschiedenen Bewegungsphasen anzugehören, sondern können an verschiedenen Orten gleichzeitig entstanden oder im selben Großakte unmittelbar aufeinander gefolgt sein.

Die Deformation erfolgte durch Verfaltung (Verknetung) des Gesteines im plastischen Zustande in Form von Biegefallen ohne oder mit begleitender Zerschering, wobei die Scherungsrichtung vorwiegend in steilen Scherflächen OW gerichtet ist. Diese Vorgänge erfolgten in einer Tiefe, für die offene Rupturen nicht mehr in Frage kamen.

Einem jüngeren Zeitabschnitt gehören die vorwiegend nachkristallinen Deformationen an, die besonders zur Ausbildung der Phyllitgneise im Vintschgau geführt haben, deren Spuren aber allenthalben auch in den übrigen Ötztalern zu finden sind. Sie gehen vorwiegend auf eine SN-Beanspruchung zurück, mit OW gerichteten horizontalen bis besonders im Vintschgau etwas W einfallenden nachkristallinen B-Achsen. Doch finden sich untergeordnet auch andere, besonders NS gerichtete Achsen, die auf OW-Bewegungen schließen lassen. Hiezu gehört auch der Bewegungshorizont nördlich des Etschtales, der die Fortsetzung der Schliniger-Überschiebung bildet, bis zum Schnalstal aber fast vollständig ausklingt, wie schon Hammer hervorgehoben hat und nun bestätigt werden konnte. Ebenso ist der die Unterlage der Matscherdecke bildende Bewegungshorizont hieher zu rechnen, der sich nach O noch über das Schnalstal verfolgen läßt, wo er nördlich Katharinaberg im Kern einer Faltschlinge endet. Weiter nördlich tritt die Ausdehnung der nachkristallinen Bewegungen erheblich zurück. Hier setzte das sperrig gebaute

Schlingengebiet erheblichen Widerstand entgegen, besonders in den NS gerichteten Lagen, doch finden sich in den für diese Beanspruchung günstiger gerichteten ostwestlichen s-Flächen öfters nachkristalline Deformationen, ohne daß diese aber größere Ausmaße annehmen. Aber auch steilstehende Falten können hiebei nochmals einer nachkristallinen Deformation unterzogen worden sein, wie überhaupt alte bereits früher ausgearbeitete Bewegungsbahnen mit Vorliebe wieder benützt werden.

Dementsprechend folgen auch die hier meist NS gerichteten, nicht sehr häufigen Blattverschiebungen von einiger Bedeutung alten vorgezeichneten Bewegungsbahnen. So z. B. die Längentaler Störung. Nach Hammers Karte und Beschreibung sowie auch nach eigenen Aufnahmen hat längs dieser NS verlaufenden Fläche eine Verschiebung des Ostflügels um mindestens 3—4 Kilometer nach N stattgefunden, eine Bewegung, die in der sowohl nach S als auch nach N ziemlich rasch ausklingenden nachkristallinen Störungslinie keine befriedigende Erklärung findet. Außerdem konnten nördlich der Mündung des Wüthenkartales entsprechende vorkristalline Umfaltungen aufgefunden werden. Es scheint, daß der Ostflügel bereits in der Phase der Schlingenbildung nach N vorgeschoben wurde, an der zwischen Sölden und Aschbach zusammengeschopten Eklogit führenden Amphibolitmasse vorbei, die hier mit steiler Achse nach O einfällt; dabei wurde der Mittelschenkel unter plastischer Deformation mit steiler Achse stark ausgewalzt. Ihm entlang als der günstigsten Bewegungsbahn folgte dann die nachkristalline Ausarbeitung der Längentaler Störung. Entsprechende SN gerichtete Störungslinien finden sich auch noch an anderen Orten, wie z. B. am Westgrat der Hohen Geige. Immer ist der Ostflügel gegenüber W nach Norden vorgeschoben. Stärkere nachkristalline Bewegungen haben auch im Gebiet zwischen Söldener Grieskogel bis zum Perlerkogel stattgefunden, hier auch OW gerichtete Bewegungen.

Eine ähnliche Auswirkung verschiedener Bewegungsphasen ist auch an der alpino-dinarischen Grenze zu erwarten.

Teilweise erfolgte im Zusammenhang mit den jüngeren Bewegungen eine Ummineralisierung unter Anpassung an eine höhere Tiefenstufe, die vor allem in einer Umwandlung der Hornblenden sowie der Granaten in Chlorit, einer Verglimmerung der Feldspate und der Umsetzung der Staurolithe und Cyanite besteht.

Die wie in den übrigen Öztaler Alpen auch hier sehr zahlreich vorkommenden jüngeren basischen Ganggesteine ziehen in durchwegs OW verlaufenden Zügen, auch im einzelnen meist ostwestlich gerichtet, quer durch die Schlingen hindurch, deren Tektonik also älter ist. Hingegen wurden sie bereits von den jüngeren nachkristallinen Bewegungsvorgängen erfaßt, ebenso wie von der Tauernkristallisation in der Nähe des Schneebergerzuges.

Zu Staubs Deckengrenzen.

Staub zeichnet auf seiner tektonischen Karte der Alpen (1923) die Deckengrenze zwischen Öztaler und Campodecke¹ vom Schneebergerzug

¹ Für die östlich anschließenden Gebiete hat schon Sander (7) ihre Unhaltbarkeit dargetan.

etwa bei Karthaus quer über das Schnalstal und weiter über das Penaudtal zu den Serizitphylliten („Verrucano“) des Vintschgaus. In dieser Form — quer zum Streichen der Schlingen! — ist die Grenzziehung jedenfalls unmöglich; wobei allerdings zu berücksichtigen ist, daß Staub hier noch keine genaueren Aufnahmen zur Verfügung standen, wie er selbst betont; doch findet sich auch anders keine Möglichkeit. Staubs Grenzziehung ist die Verbindung der sicheren Trias von Schneeberg (Moarer Weiße) mit dem „Verrucano“ des Vintschgaus als einer Ötztaleskristallin von Campokristallin trennenden, also in die Tiefe ziehenden Deckengrenze. Wohl ließ sich, wie dargestellt wurde, eine Verbindung zwischen Schneebergerzug und den Serizitphylliten des Verrucano finden, doch nicht eine Verbindung der Serie der Moarer Weiße und schon gar nicht eine Fortsetzung in die Tiefe in das Altkristallin, die also Ötztales von Campokristallin trennen würde, da jede solche Trennungsfläche irgendwo die Schlingen quer schneiden würde. Aber auch weiter im S, obwohl dies nicht mehr im Sinne von Staubs Definition der Campodecke wäre, ist eine solche an den Bewegungshorizont des nördlichen Vintschgaus anschließende Deckengrenze nicht gut möglich. So scheidet z. B. der Rand des Tschigotgranits durch seine intensive vorkristalline Verfaltung mit den angrenzenden Schlingenzügen bei steil N gerichteten Achsen als Bewegungsfläche aus. Überhaupt konnte im ganzen Profil Lodner—Vintschgau kein Horizont gefunden werden, der für eine derartige Deckengrenze im Sinne Staubs in Betracht käme. Die neuen Beobachtungen bestätigen durchaus die Ansicht Hammers (4), daß der die Fortsetzung der Schlinger Überschiebung bildende mächtige Bewegungshorizont im N-Gehänge des Vintschgaus mit Erreichen des Schnalstales ausklingt.

Wichtigste regionale Literatur und Karten.

1. Hammer W., Einige Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme in den Westtiroler Zentralalpen. Geologische Rundschau 1925, S. 147.
2. —, Eklogit und Peridotit in den Mittleren Ötztales Alpen. Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt 1926, S. 96.
3. —, Der granitische Kern der Stubai-Gruppe und seine Beziehungen zum Bau der Ötztales Alpen. Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt 1929.
4. —, Zur Umgrenzung der Ötztales Alpen als Schubdecke. Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt 1931, S. 175.
5. —, Blätter Glurns-Ortler, Nauders, Landeck und Ötztales der österreichischen geologischen Spezialkarte und Erläuterungen hiezu.
6. —, Blatt Resia (Reschen) der italienischen geologischen Karte.
7. Sander B. und Hammer W., Blatt Meran der italienischen geologischen Karte.
8. Sander B., Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen, Schlernschriften 1929.
9. —, Tektonik des Schneebergerzuges zwischen Sterzing und Meran, Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt 1920.
10. —, Zur Geologie der Zentralalpen, Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt 1921, S. 173.
11. Schmidegg O., Blatt Sölden-St. Leonhard der österreichischen geologischen Spezialkarte 1932.
12. Staub R., Der Bau der Alpen (mit tektonischer Karte), Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz 1924.