

STUDIEN ÜBER DIE TRIASZONEN IM HOCHPUSTERTAL, EISACK- UND PENSERTAL IN TIROL

VON

MARTHA FURLANI

MIT 8 TEXTFIGUREN UND 2 TAFELN

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 20. MÄRZ 1919

Die Arbeit, deren Ergebnis hier vorliegt, wurde im Sommer 1912 begonnen, 1913 fortgesetzt und im Jahre 1914 des Kriegsausbruches wegen unterbrochen. Mehrere Jahre hindurch machten die Kriegseignisse eine Fortsetzung derselben unmöglich, bis sich endlich im Sommer 1918 Gelegenheit bot, sie zu einem, wenn auch mangelhaften Abschlusse zu bringen. Dies wurde mir durch eine Subvention aus der Boué-Stiftung ermöglicht, wofür ich der Akademie der Wissenschaften meinen ergebensten Dank ausspreche. Ebenso sei an dieser Stelle ihren Mitgliedern, Herrn Prof. C. Diener für die Vermittlung derselben und Herrn Prof. F. E. Sueß, dessen Institut ich das notwendige Kartenmaterial entleihen konnte, gedankt.

Zwei gewaltige Gebirgseinheiten stoßen im Pustertal aneinander: das älteste kristalline Rückgrat der Ostalpen und die Unterlage der Südalpen.

Zwischen diesen liegt eine Störungszone, welche durch das Auftreten von Triasschollen gekennzeichnet ist. Gegen Osten verliert sie an Wucht und die zerrissenen Triasschollen schmiegen sich zu einem steil aufgerichteten Gebirgszug zusammen: dem Drauzug.

Gegen Westen hin tritt an Stelle der Triasschollen der Brixener Granit, und die Störungslinie läuft an seinem Nordrand weiter, schwenkt im Westen des Eisacktales ins judikarische Streichen und setzt sich fort bis nach Meran.¹ Auch diese Linie ist von Triasschollen begleitet. Diese liegen aber nicht unmittelbar an ihr, sondern sind durch einen mehr oder weniger breiten Streifen von altkristallinen Gesteinen von ihr getrennt.

Die Trias zwischen dem Hochpustertal und dem Passeiertal ist dadurch in zwei Gruppen geschieden:

- I. Trias des Hochpustertales.
- II. Trias des Eisack- und Sarntales (Pensertal).

¹ Siehe Sander l. c. 13, Albrecht Spitz l. c. 20, Sander l. c. 17.
Denkschriften der mathem.-naturw. Klasse, 97. Band.

I. Die geologischen Verhältnisse im Hochpustertal.

Wie schon erwähnt, kommen im Pustertal zwei verschiedene Gebirge in Berührung: das altkristalline Rückgrat der Ostalpen, die sogenannte »vieux-gneis«-Zone Termiers¹ und die ebenfalls kristalline Unterlage der Dolomiten. Die Gesteinstypen dieser Zonen sind so verschieden, daß man sie meistens schon im Handstück unterscheiden kann. Natürlich gibt es auch gemeinsame Gesteinstypen, so zum Beispiel einige Gneise in der altkristallinen Unterlage der Südalpen, die ostalpines Aussehen haben. Diese sind jedoch nur vereinzelt vorhanden.

A. Die Zone der Altgneise.

Zur Zone der Altgneise gehören:

Gemeine Gneise und Glimmerschiefer,
Orthogneise,
Marmore und Amphibolite.

Die gemeinen Gneise sind meistens Zweiglimmergneise, in denen sich der Muskovit bei geringer werdendem Feldspat oft so anreichert, daß sie in Glimmerschiefer übergehen. Erfolgt dieser Übergang sehr rasch, so tritt Wechsellagerung ein.

Die Zone der Altgneise zieht ununterbrochen nach Westen weiter. Bei Sterzing und Mauis im Eisacktal tritt ein neues Element auf, welches im Pustertal nicht vorhanden ist: das ist die quarzreiche Serie der Phyllitgneise.²

In der Gegend zwischen Villgraten und Bruneck im Pustertal schalten sich mächtige Massen von Orthogneisen mit großen Feldspatäugen ein, die Knotengneise Tellers.³ Auch diese sind im engsten Verbande mit den gemeinen Gneisen. Es gehen letztere häufig im Streichen in Augengneise über und umgekehrt. Die gewaltige Antholzer Granitgneismasse ist eine mächtige Intrusion, die stark mit ihrer Schieferhülle verfaltet worden ist, so daß die Augengneise zungenförmig in die gemeinen Gneise eingreifen.

Im engsten Verband mit den Gneisen stehen auch die kristallinen Marmore des Sambock, des Rammelsteins, des Burgsteins. Sie treten auf im Gefolge von Amphiboliten und phyllitartigen Schiefen, die bisweilen Einschlüsse im Kalk bilden. Diese Phyllitbrocken sind von sehr verschiedener Größe und werden vom Marmor von allen Seiten umflossen. Betrachten wir den engen Zusammenhang der Marmore mit ihrem Muttergestein, so fällt es uns schwer, sie von demselben zu trennen und einer jüngeren Formation, zum Beispiel der Trias, zuzurechnen.

Die Zone der Altgneise streicht vom Pustertal nach Ost und West fort. Im Osten begleitet sie das Drautal in seiner ganzen Länge, im Westen erreicht sie den Eisack mit OW-Streichen, dreht hier, wie eingangs erwähnt, ins SW-Streichen und setzt sich fort in die altkristallinen Gesteine, welche das Sarn- und Passeiertal und im Norden das Vintschgau begleiten. Im Süden der Ortlergruppe zieht die Zone weiter nach Westen, immer mächtiger werdend, vereinigt sie sich mit dem Altkristallin der »dinarischen« Unterlage⁴ und streicht durch die Orobischen Alpen. Noch weiter im Westen sind wohl die Sesiagneise die Fortsetzung dieser gewaltigen Zone von altkristallinen Gesteinen, die gleichsam das älteste Rückgrat der Alpen darstellt.

¹ Termier l. c. 9.

² Sander: Westende der Tauern, l. c. 14.

³ Teller: Hochpustertal, l. c. 6.

⁴ Sueß: »Antlitz der Erde«, III., l. c. 12.

B. Die Trias.

Die Trias bildet nur vereinzelte Schollen, welche die Fortsetzung des Drauzuges darstellen.¹ Am Brunecker Schloßberg tritt sie uns als ein weißer, splitteriger Kalk und Dolomit entgegen, der stellenweise in Marmor übergeht und im engsten tektonischen Verbande mit dem Phyllit steht.

Der Kalk ist vollkommen fossillos, weshalb eine Altersbestimmung unmöglich ist. Das Aussehen erinnert an den erzführenden Kalk des östlichen Drauzuges, er gehört zweifellos der Trias an, da er sich wohl von den Marmoren des Sambock unterscheidet. Bei Niederrasen, Burgfrieden und Oberstall sind es schwarze Dolomite, weiße und gelbe Kalke, die stark verquetscht sind und als deren Begleiter stets schwarze Quetschschiefer auftreten. Von Fossilien ist in diesen armseligen Schollen keine Spur. Sie dürften hauptsächlich der Mitteltrias angehören. Obertrias und Jura sind in den Schollen des westlichen Pustertales nicht vertreten. Diese sind im Osten bei Winebach und Sillian vorhanden¹ und treten im Drauzug in größerer Mächtigkeit auf. Merkwürdigerweise ist in keiner der Schollen der Brunecker Kalk entwickelt, er bleibt auf den Brunecker Schloßberg beschränkt.

Vergleichen wir die Trias des Pustertales mit jener von Kalkstein oder Mauls-Stilfes, so finden wir, daß außer dem Verrucano kein einziges Schichtglied übereinstimmt. Bänderkalke fehlen in der Trias des Pustertales vollkommen, im Silur sind sie wohl vorhanden, ähneln jedoch ihrer Fazies nach eher den Hochstegenkalken, aber nicht den Muschelkalken von Kalkstein oder Mauls-Stilfes.

C. Die südalpine Unterlage.

Zu dieser gehören:

1. Grünliche Tonschiefer mit geschieferten Diabastuffen und grauen Bänderkalken.
2. Quarzphyllite, die von Dioriten, Diabasen und Porphyriten durchbrochen werden.
3. Gneise.

1. Die grünlichen Tonschiefer

bilden den Nordrand der südalpiner Unterlage und sind in den karnischen Alpen als Silurschiefer² bezeichnet worden. In den letzten Jahren haben sich aber die Funde von Karbonpflanzen im Osten gemehrt und Vinassa de Regny und Gortani betrachten zum mindesten einen Teil dieses Schieferkomplexes als karbonisch. Dafür spricht auch das Vorkommen von Porphyroiden im Helmzuge, die man aus Analogie zu ähnlichen Vorkommnissen in der Grauwackenzone der Nordalpen für Karbon halten möchte. Damit soll aber ja nicht gesagt sein, daß Porphyroide als Leitfossil für Karbon zu betrachten sind.

In den grünlichen Sericitschiefern liegen Bänke von grauem Bänderkalk, die sich von Olang bis in den Helmzug ununterbrochen verfolgen lassen und die in der karnischen Hauptkette zweifelloser Silurfossilien geliefert haben. Silurschichten sind also auch in dem Schieferkomplex vorhanden. Er läßt sich deshalb weder für ganz karbonischen Alters noch für ganz dem Silur angehörig betrachten. Ob nicht auch noch andere paläozoische Formationsglieder darin enthalten sind, ist natürlich heute noch nicht nachzuweisen. Im Westen, im Pustertal, fehlen die Karbonfossilien, dafür sind aber überall die Bänderkalke vorhanden. Für den westlichen Teil der Schieferformation müssen wir daher eher ein silurisches Alter annehmen.

Ständige Begleiter der Sericitschiefer sind rötliche Quarzite und geschieferte Diabastuffe. Die Quarzite finden wir besonders schön in den Gräben bei Oberstall und Burgfrieden entwickelt.

¹ Furlani: Drauzug, l. c. 15.

² G. Geyer, Geolog. Karte: Mauthen—Oberdrauburg. Erläuterungen, l. c. 20.

2. Quarzphyllite.

Die Bestimmung der Dünnschliffe verdanke ich meinem unvergeßlichen Freunde, Herrn Dr. Albrecht Spitz. Es handelt sich aber um eine vorläufige Bestimmung, die er nach Beendigung des Krieges noch revidieren und vervollständigen wollte. Sein allzufrüher Tod hat dies verhindert.

Die schönsten Aufschlüsse im Quarzphyllit liefert uns die Ennebergerstraße bis Piccolein. Die Quarzphyllite sind graue, grünliche Phyllite mit zahlreichen gewundenen Quarzknuern, die ihnen den Namen »Quarzlagenphyllit« eintragen. Sie sind sehr reich an Quarzlagen, die jedoch nie sehr mächtig werden. Die Quarzite sind von weißer oder von schwarzer Farbe, bisweilen reich an Biotit. Die schwarzen Quarzite erinnern an die dunklen Pejoquarzite der Tonaleserie. Die Quarzite gehen über in Quarzitschiefer, unter denen wieder die Muskovitquarzitschiefer die häufigsten sind. Unter dem Mikroskop ergibt sich ein Gehalt an viel Muskovit, keinem Chlorit, wenig Erz (Pyritkörnchen) und eisenkarbonatischen Neubildungen. Ziemlich viel wasserheller Feldspat ist vorhanden.

Die Muskovitschiefer sind häufig kontaktmetamorph. Solche Gesteine sind streng parallel texturiert und bestehen aus Muskovit und Chlorit, der wohl einem ehemaligen Biotit entspricht und viel Erz in gestreckten, der Schieferung parallelen Formen. Zwischen dem Glimmergewebe liegen in der Schieferungsebene längliche Körner von viel Quarz und weniger wasserhellem Feldspat (wohl Albit). Dann bilden sich große Flecken von Biotit, makroskopisch schon zum Teil querstehend. Sie sind deutlich richtungslos verteilt und vollständig siebartig durchbrochen von den Quarzen, dem Erz und Muskovit der Grundmasse, welche, unter sich parallel, von der Richtung der Schieferung häufig ein wenig abweichen. Der Biotit ist grünbraun, kräftig pleochroitisch. In den Glimmern der Grundmasse bemerkt man allenthalben auch die Neubildung solcher kleiner Biotite; nicht seltene kleine Turmalinsäulchen sind wohl auch als Neubildungen aufzufassen. Das beschriebene Gestein stammt von der Ennebergerstraße. Ein ähnliches kommt in dessen Nähe vor. Es ist bei diesem die Grundmasse nur ärmer an Glimmer, Chlorit und Erz, daher quarzitischer im Aussehen. An einer Stelle ist ein schönes, scharf abgegrenztes Granitgerölle (Quarz, zersetzter Feldspat, Biotit) darin. In dem Grundgewebe liegen große Biotite, ähnlich wie im vorher beschriebenen, aber etwas weniger grünbraun, immer ein wenig schräg zur Schieferung gestellt, mit spärlichen Siebeinschlüssen. Sie sind makroskopisch schwarze Punkte und können als Reste der ausklingenden Kontaktmetamorphose aufgefaßt werden. Neubildungen in der Grundmasse sind selten; Turmalin scheint zu fehlen. Der erstgenannte Muskovitquarzitschiefer ist wohl als Ausgangsgestein für diese Gesteine anzusehen. Er enthält keinen Turmalin und keinen Biotit. Er ist das Hauptgestein der Quarzphyllitgruppe. Die Metamorphose ist wohl durch die zahlreichen Eruptivgesteine hervorgerufen. Von diesen sind manche gar nicht durch Druck verändert, so der Diorit des Liensberges und einige Kersantitgänge. Ein solcher ist am Eingang des Gadertales durch die Straße angeschnitten. Andere Eruptiva sind jedoch stark umgewandelt. Ein solches Gestein, das auch von der Ennebergerstraße stammt, ist fast vollständig chloritisiert; erkennbar sind nur noch verzwilligte Plagioklasleisten. Der basische Bestandteil ist ganz verschwunden, viel Erz ist vorhanden. Es ist wohl ein umgewandelter Diabas-Diorit.

An einer anderen Stelle der Straße, und zwar in der Nähe der Säge, tritt ein Epidotamphibolit auf. Es ist ein schön parallel texturiertes Gestein von grüner Hornblende, die mit Biotit parallel verwachsen ist. Viele Epidotsäulchen (Pistazit) und lagenweise feine Quarze und viele neugebildete Albite sind vorhanden. Dazwischen massenhaft Karbonat, das höchst auffällig ist; man könnte es von sehr basischen, zersetzten Plagioklasen eines Amphibolgneises ableiten. Oder ist es infiltriert?

An einer zweiten Stelle, auch an der Enneberger Straße, ist eine zweite auffallende Anreicherung von Karbonat vorhanden. Es ist ein Biotitquarzit, der stark umkristallisiert ist. Er enthält auch etwas Muskovit und sehr spärlich kleine Plagioklase. Der Karbonatgehalt muß als primär (sedimentiert?)

gedeutet werden, da keine Trias, von der die Infiltration stammen könnte, in der Nähe ist. Das Karbonat reichert sich stellenweise so an, daß sich Lagen von geringer Mächtigkeit bilden, die aus kristallinem Kalk bestehen.

Besonders merkwürdig sind die Kohlenstoffphyllite des Afrertales.¹ Sie sind ein schwarzes stark abfärbendes Gestein, das bisweilen ein schlackiges Aussehen annimmt. In der Umgebung der schwarzen Phyllite kommen auch Muskovitschiefer vor, die besonders große quergestellte Biotite aufweisen.

Im Broglestal fand ich Muskovitquarzite, die sehr reich an Chorit sind und schöne Reste von Grauwackenstruktur zeigen. Einzelne Turmaline darin sind wohl klastisch.

An der Villnösser Linie, und zwar im Villnößtale unterhalb Milleins, tritt in einem unbestimmbaren Diaphorit eine nur wenige Dezimeter breite Ader von unzersetztem Gestein auf. Dieses erwies sich unter dem Mikroskop als Grauwacke, die sehr reich an Roteisenerz ist. Die Grundmasse besteht aus feinem Sericit und Quarz. Darin liegen Brocken von Quarz, Feldspat, Sericitschiefer und umgewandeltem Biotit, Erz und Quarzknödel von verschiedener Größe und Bruchstücke von erreichem Sericitquarzit (beziehungsweise Muskovitquarzit). Diese Grauwacke scheint jünger zu sein als die Quarzphyllitgruppe und es ist nicht ausgeschlossen, daß sie dem untersten Verrucano angehört. Dafür spricht auch ihr Auftreten an der Trümmerzone der Villnösser Linie.

Die Quarzphyllitgruppe umfaßt Sedimentär- und Eruptivgesteine. Das Alter der ersteren ist fraglich, dürfte aber wohl paläozoisch sein. Dafür spricht folgendes: Die Silurschiefer der Karnischen Alpen setzen sich im Silurschieferzug des Pustertales fort. Aus diesen entwickeln sich allmählich die Quarzphyllite. Ob sie nun allmählich daraus hervorgehen, oder ob diese beiden Schieferkomplexe so verfaltet sind, daß ein allmählicher Übergang vorgetäuscht wird, läßt sich nicht feststellen. Gewiß ist auch Karbon darin enthalten, denn die Karbonvorkommenisse der Karnischen Kette streichen in den Helmszug und dieser ist mit der Quarzphyllitgruppe im engsten Verbände. Die Kohlenstoffphyllite von Afers könnten dem Karbon angehören und die zahlreichen Grauwacken erinnern an die nordalpine Grauwackenzone. (Sander l. c. 17.)

Die Eruptiva sind, wie eingangs erwähnt, teilweise umkristallisiert, also älter, teilweise unverändert, also jünger, als die Hauptfaltung. Diese Eruptiva charakterisieren die dinarische (südalpine) Quarzphyllitgruppe und bilden einen grundlegenden Unterschied gegen die Quarzphyllite im Norden des Pustertales in der Gruppe des Turntalers, wo sie gänzlich fehlen. Es fehlen hier auch die Porphyroide, die wir im Helmszuge feststellen konnten. Porphyrite, welche denen der Quarzphyllitgruppe südlich des Pustertales ähneln, finden wir in den Quarzphylliten der Ortlergruppe.

3. Gneise.

Altkristalline Gesteine treten auf im Villnöß bei Milleins, bei der Talsperre von Afers, besonders, ausgedehnt aber im Grödnertal, wo sie die Berge um St. Peter herum bilden. Die Gesteine zeigen eine äußerst starke Umkristallisation, so daß alle primären Strukturmerkmale verschwunden sind. Diese erfolgt häufig granoblastisch (das ist nicht parallel) und weist also auf eine gewisse Tiefe hin; es tritt keine Verglimmerung der Feldspäte auf. Man hat bei den Gneisen die Wahl anzunehmen, daß sie das Umwandlungsprodukt eines Granites sind oder aus einer aus Granit hervorgegangenen Grauwacke (Arkose) entstanden sind. Dies ist im Schlift nicht zu entscheiden.

Ein Gneis, der vom Villnösser Talausgange stammt, zeigt unter dem Mikroskop große Einsprenglinge, die meist stark von Sericit und trüben Punktierungen angefressen sind. Es lassen sich erkennen: Kalifeldspat mit eingewandertem Albit (= Perthit) und verzwilligte Albite, Albit-Oligoklas, Biotit fehlt. Die Grundmasse ist eine richtungslos angeordnete Masse von Muskovit und wasserhellen,

¹ Teller: Diorit von Klausen, l. c. 7.

neugebildeten Körnern von Quarz und wohl auch Albit. Kataklyse fehlt ihnen gänzlich. Die Grundmasse fließt um die Körner herum. Es könnte ein umkristallisierter Granit sein.

Ein zweiter Schliff, der ebenfalls von einem Gneise des Villnößtales her stammt, ist dem vorigen ähnlich. In einer anscheinend neuen Quarz-Albit-Grundmasse liegen noch große Augenreste von saurem Plagioklas (Kalifeldspat nicht mehr sicher nachweisbar) und neugebildete Muskovite. Es könnte ein Aplit sein.

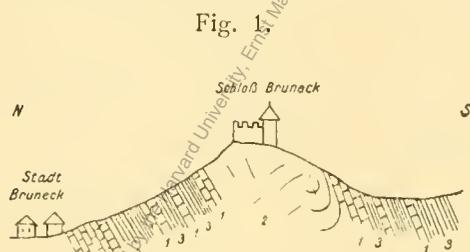
Ein Gneis aus dem Grödener Tale bei Dürsching ist dem vorigen nicht unähnlich. Unter dem Mikroskop erscheint er stärker parallel texturiert. Die Augen weniger deutlich, Bruchstücke davon auch in der Grundmasse. Sie sind wieder Perthit, daneben auch Schachbrettalbit (= ehemaliger Kalifeldspat). Außerdem kleinere, saure Plagioklase, Albit-Oligoklas. Kataklyse fehlt. Viel Muskovit und Biotite vorhanden, letztere meist durch Chlorit ersetzt. Auch hier wäre ein Granit möglich. Andere Gneise sind gefältelt und enthalten in größerer Menge Neubildungen.

Aus dem Gesagten ersehen wir, daß wir hier eine Gruppe von typisch altkristallinen Gesteinen vor uns haben, welche dem Altkristallin der Karnischen Alpen gleichzustellen wäre und auch dem der Altgneis-Zone verwandt ist.

D. Lagerungsverhältnisse.

1. Bruneck und Umgebung.

Betrachten wir vor allem die Umgebung von Bruneck. Das Städtchen liegt auf weißem Dolomit, der mit Marmor wechselt. Steigen wir von der Stadt zum Schloßberg empor und queren dann die Anlagen, welche der Verschönerungsverein auf dem Hange des Kuhberges angelegt hat, so gewinnen wir einen Einblick in die Lagerungsverhältnisse des Brunecker Kalkes. Erst finden wir weißen, dünnplattigen Marmor, der vielfach Raunwacken als Zwischenlagen enthält und mit den Quarzphylliten wechsellagert. Im Steinbruch liegt weißer, splittiger Kalk, der bisweilen in sandigen Dolomit übergeht. In letzterem sieht man keine Spur irgend einer Schichtung. Der Dolomit wird gegen Süden von weißem, dünnplattigen Marmor mit sehr steilem Südfallen überlagert. Die Marmore scheinen hinter dem Hause des Seilers eine windschiefe Falte zu bilden. Die Marmore wechsellagern mit den Quarzphylliten. (Skizze 1 siehe pag. 6.)



1. Weißer Dolomit. 2. Marmor. 3. Phyllit.

Die Quarzite und Quarzphyllite der südalpinen Serie kann man an der Straße, welche nach Reischach führt, sehen. Sie streichen erst Südwest, dann Südost, endlich geht diese Richtung in Süd und wieder Südwest über. Die Phyllite machen Verbiegungen im Streichen mit. Verbiegungen dieser Art sind in der ganzen Phyllitserie vorhanden. Man findet sie in größerem, kleinerem und kleinsten Maßstabe. Der Brunecker Kalk ist, wie schon erwähnt, mit den Phylliten so verwachsen, daß stellenweise Wechsellagerung eintritt. Auf

welche Weise ist die Wechsellagerung von Marmor und Phyllit zu erklären? Die einfachste Lösung wäre wohl anzunehmen, Kalk und Phyllit seien gleichaltrig und das Wechsellagern sei ein stratigraphisches Ineingreifen. Diese Erklärung stößt aber auf mancherlei Schwierigkeiten. Der Kalk ist zwar fossilieer und eine Altersbestimmung infolgedessen nicht möglich, die Gesteinsfacies ist aber von jener der Silurbänderkalke, wie wir sie im Phyllit bei Nd. Rasen und auch weiter im Osten noch finden, so grundverschieden, daß wir keine Gleichaltrigkeit annehmen können.

Es ist auch nicht die Fazies der Marmore der Alt-Gneisserie. Der Kalk und Dolomit des Brunecker Schloßberges erinnert in seiner Ausbildung an die Erz führenden Kalke des östlichen Drauzuges. Dem Aussehen nach ist es also ein Triaskalk. Den Phylliten wird man aber kaum ein triadisches Alter zusprechen. Die Wechsellagerung ist also auf tektonischem Wege zu erklären.

Folgendes spricht dafür: Die Brunecker Triasscholle liegt an der großen Pusterer Störungszone, an der ja Verfaltungen von Phyllit und Trias und die Auflösung von Triasschollen in einzelne Streifen von geringer Mächtigkeit nicht nur keine Seltenheit, sondern äußerst häufig sind. Die Marmorbänder sind häufig von Rauchwacken tektonischen Ursprunges begleitet, es ist wohl auch die Umwandlung des Kalkes in Marmor auf Dynamometamorphose zurückzuführen. Auch die Phyllite sind an den Kontaktflächen mylonitisiert. Einige Eruptiva¹ begleiten den Brunecker Schloßberg.

Die Brunecker Scholle ist mit den Phylliten stark verfaultet. Sie verhält sich zu ihrer Unterlage, wie im Osten der Drauzug zu dem Altkristallin der Karnischen Kette. Durch den Brunecker Berg streicht eine gewaltige Störungslinie hindurch: die Pusterer Linie. Verfolgen wir nun diese Störungszone in ihrem Streichen nach Osten. Durch ungeheure Massen von Diluvial- und Alluvialschottern erscheint sie uns zunächst verdeckt. Erst bei den Gehöften von Unter-Wielenbach treffen wir sie wieder. Bei Unter-Wielenbach stehen schwarze Schiefer an, die viel weniger metamorph sind als die südalpinen Quarzphyllite und welche ihre Fortsetzung im Osten in den Silurschiefern des Eggerberges bei Innichen² haben. Man kann sie deshalb als Silurschiefer bezeichnen. Sie bilden eine steile Falte, deren äußerer, das ist der Südschenkel, steil nach Süden fällt, während der innere, das ist der Nord-schenkel, flach nach Norden taucht.

Im Norden dieser Schiefer folgen, senkrecht stehend, die Muskovit-Biotitgneise. Zwischen diese schalten sich Bänder von Glimmerschiefern und Quarzit, die mit ihnen wechsellagern. Darüber liegt anscheinend flach — ein direkter Kontakt ist nirgends aufgeschlossen, sondern von den Moränen verdeckt — der Antholzer Granitgneis. Am Südrande ist er stark zertrümmert, so daß er durch die Verwitterung leicht zerfällt und dadurch die Unmengen Schutt liefert, die den Einblick in die Lagerungsverhältnisse dieser Gegend so sehr erschweren. So viel ist jedoch zu ersehen, daß zwischen den Silurschiefern und den Altgneisen eine Diskordanz und zwischen diesen und dem Granitgneis auch eine vorhanden ist. Wir befinden uns an der Pusterer Störungszone.

Noch deutlicher wird uns die Störungszone in den Gräben von Nasen, Schweineburg und Oberstall gezeigt. (Siehe topographische Spezialkarte Blatt Bruneck.) Im Graben von Nasen erscheinen an der Störungslinie einzelne Fetzen von Trias, die in schwarze Quetschschiefer eingebettet sind. Die Triasschollen sind von geringer Mächtigkeit, ein paar Kalkblöcke im Quetschschiefer sind alles, was von der Trias übrig geblieben ist. Hier sehen wir die Fortsetzung der Falte von Wielenbach: am orographisch linken, dem Südufer des Grabens, fallen die Silurschiefer steil nach Süden, am orographisch rechten Gehänge flach nach Norden und werden von flacher gelagerten Gneisen überschoben. An einigen Stellen liegen die Gneise über den schwarzen Quetschschiefen. Gneis und Granitgneis sind mylonitisiert.

Der Graben, der bei Oberstall in das Mittelgebirge eingeschnitten ist, gewährt uns einen guten Einblick in die Schieferserie. (Profile Tafel II.) Diese fällt steil nach Norden. Den Schiefen sind rötliche Quarzite eingelagert. Die Schiefer führen auch große, nicht gerundete (also keine Moränengeschiebe!) Blöcke von grauem Bänderkalk, die besonders an einer Stelle so zahlreich sind, daß man sie dort als anstehend betrachten kann. Sie liegen auch im Streichen der Kalke des Gehänges von Schweineburg, wo sie anstehen. In einem Graben, der zwischen Schweineburg und Burgfrieden den Abhang durchschneidet, findet man die grauen Silurbänderkalke mit den Schiefen und Quarziten anstehen. Auch eine Scholle von schwarzem, splitterigem Dolomit liegt in der Störungszone. (Profile Tafel II.)

Eine Aufzählung der Gesteinsfolge, die wir in diesem Graben queren, mag einen Begriff von deren Mannigfaltigkeit geben. Vom Tale ansteigend treffen wir auf:

1. Grünliche Silurschiefer,
2. Bänderkalk (wie bei Winebach bei Sillian),

¹ Siehe Hillebrand-Tschermak: l. c. 11.

² Furlani: Drauzug l. c. 15.

3. Rauhacken,
4. Silurschiefer,
5. Bänderkalk,
6. Grünliche und graue Quarzite,
7. Silurschiefer,
8. Dunkle Dolomite,
9. Silurschiefer,
10. Bänderkalk,
11. Silurschiefer ($1/2$ m mächtig),
12. Bänderkalk,
13. Silurschiefer.

Moräne.

Diese Gesteinsfolge finden wir zum Teil im Graben von Nd. Rasen wieder. Es liegt also kein Grund vor, die Bänderkalke für nicht in die Serie gehörig zu betrachten. Über den Silurgesteinen liegt ein vollkommen zertrümmerter, grünlicher Granit und darüber ebenfalls diaphtoritisiert der Antholzer Granitgneis. Die Zertrümmerung der Gesteine hat im Vergleich zum Westen zugenommen und reicht auch weiter nach Norden, also tiefer ins Gebirge hinein. Der Lutterkopf, die Schindelholzer-Rudel sind bis hoch hinauf ein Schutthaufen, wovon gewaltige Murbrüche ein Zeugnis ablegen. Die Diaphtoritzone setzt sich nach Osten zum Toblacher Pfannhorn fort. So arg ist hier die Zertrümmerung der Gesteine, daß man nicht imstande ist, ein Handstück zu schlagen, weil der Gneis bei jedem Schlag mit dem Hammer in kleine Stücke zerspringt.

Wir stehen an einer gewaltigen Störungszone, die wir »Pusterer Störung« nennen wollen. Sie ist einerseits die Fortsetzung der »Judikarienlinie«, andererseits die des »Draubruches«.¹ Eine scharfe Bruch- oder Überschiebungslinie ist sie aber nicht, sondern eine breite Störungszone, deren Mächtigkeit variiert. In dieser Zone berühren einander Südalpen und zentrale Ostalpen. Die Gebirge sind aber nicht übereinandergeschoben, sondern an ihrem Rande zertrümmert und die einzelnen Trümmer sind ineinander verkeilt. Die Trümmerzone läßt sich nach Osten über Winebach und Sillian bis an den Drauzug verfolgen, wo bei Abfaltersbach ein geschlossenes Gebirge an die Stelle der einzelten Triasschollen tritt. Der Drauzug ist steil gestellt und mit seiner Unterlage eng verfaltet. An seinem Nordrande zieht die Störungszone weiter, gegen Osten immer mehr an Intensität der Zertrümmerung abnehmend; bei Dellach im Drautale finden wir sie nur noch durch Zusammenpressung und Steilstellung der Schichten gekennzeichnet.

Bei Toblach tritt eine zweite tektonische Linie an die Pusterer Störungszone heran. Es werden hier die Altgneise an den sogenannten Turntaler Phyllit herangeschoben. Er ist auch an dieser Stelle stark reduziert, nimmt aber nach Osten hin an Mächtigkeit sehr rasch zu; im Meridian von Villgratten bedeckt er bereits eine viele Quadratkilometer breite Fläche.

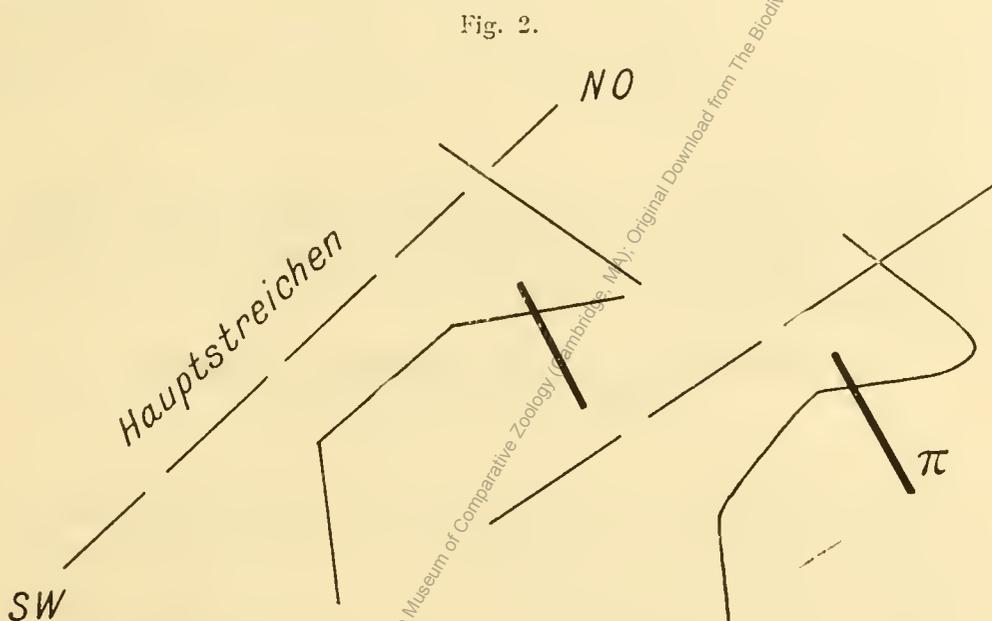
2. Die Altgneise nördlich von Bruneck.

Der mächtige Stock von Antholzer Granitgneis liegt scheinbar flach über den Gneisen und Phylliten seines Südrandes. Tatsächlich ist er aber im engsten Faltenverbände mit den Altgneisen. Bereits eine Besteigung des Sambocks, nördlich von Bruneck, belehrt uns, daß die Orthogneise mit den Altgneisen wechsellagern. Die Paragneise sind von den Graniten intrudiert und hierauf kräftig verfaltet worden. Eine Gneismulde liegt bei dem Schlosse Kehlburg. (Profil Taf. II.) An ihren Rändern sind die Granitgneise diaphtoritisiert, die Gneise zerquetscht und von Harnischen durchzogen. Die Schichtstellung ist durchwegs steil.

¹ Geyer, Erläuterungen zur Karte Oberdrauburg-Mauthen, I. c. 20.

3. Die südalpinen Phyllite südlich von Bruneck.

Am Brunecker Schloßberg sind die Phyllite mit dem Kalke verfaltet. Im Osten von Bruneck bietet die Rienzklamm guten Einblick in die Phyllite. An dem Ausgange der Klamm fallen sie nach SW, in der Klamm flach nach S und bei der Lambrechtsburg steil nach N. Diese Änderung im Fallen erfolgt aber in der Richtung des Hauptstreichens, welches in kleineren Abschnitten verbogen ist, eine Erscheinung, die wir in den Phylliten immer finden werden. Die Änderungen im Streichen können wir noch besser auf dem Stegenerberg, westlich von Bruneck, beobachten. Bei der Brücke über den Ahrnbach streichen die Phyllite, die hier viel fester sind als im O (Einfluß des Brixener Granits?), nach SW, einige Schritte auf dem Wege zur Sonnenburg entlang dreht das Streichen nach S und etwas weiter im N nach NO. Dort, wo der Weg aus dem Mittelgebirge nach Stegen herabsteigt, haben wir O-Streichen. Auf einem ganz engen Raum ändert sich die Streichungsrichtung viermal; in ein Schema zusammengefaßt, gibt es folgendes Bild:



Der O streichende Phyllit wird von mehreren Porphyritgängen unterbrochen.

Auf dem Irrenberg liegt Brixener Granit. Bei Kiens treten die Quarzphyllite hervor. Sie fallen steil bergwärts, sind durch den Granit verändert und verfestigt. Nordöstlich von der Station Ehrenburg fallen die Phyllite nach S. Der Diorit des Liensberges durchschneidet sie quer aufs Streichen.

Auch bei dem Anstieg auf den Kronplatz sehen wir wieder die Verbiegungen im Streichen. Von Bruneck zum Kronplatz ansteigend, treffen wir erst auf N—S streichenden Phyllit, der über SO nach O dreht. Die Phyllite wechseln beständig mit Quarziten und häufig mit schwarzen Graphitschiefern ab. Das Fallen ist am Fuße des Berges sehr steil, gegen den Gipfel zu wird es flacher, auf dem Gipfel liegen die Schichten flach. Gegen Süden, gegen das Enneberg zu, stellen sich die Phyllite wieder steiler und fallen nach S. Der Kronplatz ist eine Kuppel, deren Dach das breite Gipfelplateau bildet. (Profil 1, 2.) Auf den Phylliten liegt, flach S fallend, der Verrucano der Dolomiten. Doch auch der Kontakt Quarzphyllit—Südalpine Trias ist keineswegs ein einfacher Auflagerungskontakt, sondern weist starke Störungen auf. Besonders auf dem Jöchl bei St. Vigil (siehe Spezialkarte Blatt Toblach—Cortina d'Ampezzo) können wir gewaltige Zusammenpressung sehen. Am Jöchl zwischen Piccolein im Gadertal und St. Vigil sind Grödener Sandstein und Phyllit senkrecht gestellt. Der Grödener Sandstein fällt Süd, der Phyllit SO, so daß eine Diskordanz entsteht. Die Gipse des Bellerophonkalkes sind am Jöchl ausgequetscht, in der Tiefe aber zusammengestaut und sehr stark gefältelt. Die roten Mergel und grauen Kalke der Werfener Schichten sind oberhalb Piccolein abgeschert und in die Gipse hineingepreßt. Ein Phyllitkeil ist mitten in den Grödener Sandstein hineingespießt, ist im Tale ziemlich breit und keilt nach oben hin aus. Dieser Phyllitkeil setzt sich auf das linke Ufer des Gadertales fort und ist im Graben, der von den Häusern von Proksch ins Gadertal hinabzieht, aufgeschlossen. Auch

hier ist Phyllit im Grödener Sandstein eingebettet. Quarzphyllit und Verrucano sind an der Basis der Südalpen verschuppt. An der Karspitze bilden die Werfener Schichten mehrere Mulden, in deren Kern wir bisweilen etwas Gips finden. (Profil 3, 4.) Vom Jöchel zieht der Rücken des Piz Plais gegen Zwischenwasser herab. Er ist von geradezu undurchdringlichem Wald bedeckt, so daß ein Einblick äußerst erschwert wird. Aufschlüsse liefern nur die Straße im Gadertal und einige Holzwege. Bei Zwischenwasser fallen die Phyllite nach S, dann nach N und gegen das Jöchel zu nach S. Sie bilden eine Mulde und dann einen Sattel, dessen Außenschenkel von dem Grödener Sandstein abgeschert wird.

Die zwei Schuppen an der Basis des Trias setzen sich über die Gader, durch den Prokschgraben aufgeschlossen, nach W fort zum Col di Clames, wo der Phyllit im Grödener Sandstein eine Antikline bildet. Einer der Gräben, die linker Hand in die Gader münden, schneidet den Sattel an. Der Rücken des Sattels, der schräg angeschnitten ist, liegt zutage. Die Schuppen gehen im Streichen in Falten über.

Die Erscheinung, daß an der Auflagerungsfläche des Verrucano auf den Phyllit Verschuppung der Unterlage eintritt, können wir auch im Osten in Sexten beobachten.¹ Dort fällt der Verrucano vorwiegend nach N unter die Phyllite ein.

Der Phyllit südlich von Bruneck zeigt also folgende Lagerung: er bildet eine Kuppel, deren Achse in der Richtung Kronplatz—Piz da Plais—Astjoch—Lüsener Alpe verläuft. An der Grenze gegen den Verrucano und Grödener Sandstein ist der Phyllit mit jenem verschuppt und verfaltet, so daß der ursprüngliche Auflagerungskontakt verwischt wird.

4. Die Phyllite von Afers, Villnöss und Gröden.

(Siehe Spezialkarte Blatt Klausen.)

Bevor ich mit der Besprechung der Lagerungsverhältnisse dieses Gebietes beginne, muß ich vorausschieken, daß die Untersuchungen nicht abgeschlossen, sondern äußerst lückenhaft sind. Es fehlen noch viele Begehungen des Geländes, dessen Bearbeitung ich erst im Sommer 1913 begann und im Sommer 1914 bereits unterbrechen mußte. Seither haben die Kriegereignisse und die Folgen derselben eine Fortsetzung der Studien unmöglich gemacht. Da aber die wenigen Beobachtungen immerhin von Interesse sind und die Verhältnisse wohl kaum eine baldige Fortsetzung der Arbeiten erlauben werden, so will ich das wenige veröffentlichen. Was ich hier berichte, bedarf also vielfacher Revisionen und Vervollständigungen.

Am Eingang in das Afertal, bei der Talsperre, finden wir flach S fallende Gneise, die zahlreiche Quarzadern und Zwischenlagen von biotitreichen Schiefen enthalten. Wir treffen hier, uns von N nach S bewegend, das erstemal auf den altkristallinen Teil der Unterlage, welcher bei Milleins in Villnößtale und bei St. Peter im Gröden wieder auftaucht. Die Gneise bilden im Afers und im Villnöss eine den Phylliten isoklinale Platte, im Gröden ein Gewölbe und sind ebenso wie die Phyllite von Porphyritgängen durchbrochen.

Auffallend ist die starke Metamorphose der Phyllitserie im unteren Afertal. In den Phylliten kommen große quergestellte Biotite vor, manche Stellen sind reicher an Muskovit, so daß Glimmerflatschen entstehen, wie in den Laaser Schichten. Manchmal sind die Phyllite schlackig und fest.² Auch die schlackenartigen, schwarzen, kohlenstoffreichen Schiefer sind wohl auf Kontaktwirkungen zurückzuführen. Es ist mir aber auf den wenigen Begehungen nicht gelungen, das Gestein zu finden, welches diese Veränderungen bewirkte. Oder sollten diese durch den Klausener Diorit hervorgerufen sein? Sicher ist, daß sie im Osten fehlen und im Westen gegen den Talausgang hin zunehmen. Über diesen Gesteinen liegen am Talausgang Gneise, die SW streichen und S fallen. Es hat also eine Umkehrung der Schichtfolge stattgefunden. Ob und wie diese Gneise sich im W des Eisacktales

¹ Furlani: Drauzug, l. c. 15.

² Teller und John: l. c. 7.

fortsetzen, konnte ich nicht feststellen. Ist uns im Afertal die starke Veränderung der Gesteine aufgefallen, so wird im Villnößtale der Reichtum an Eruptivgängen unsere Aufmerksamkeit erregen. Porphyrite und Diabasdiorite durchbrechen sowohl Phyllite wie Gneise. Eine Gneiszone zieht ungefähr dem Taleinschnitte parallel von Milleins zum Talausgang, doch so, daß das Tal knapp an der Grenze verläuft und teilweise im Phyllit eingeschnitten ist. In der Tiefe des Tales erscheint unterhalb St. Peter im Villnöß eine Scholle von Verrucano und Quarzporphyr in den Phyllit eingesunken: wir stehen an der Villnösser Linie.¹ (Profil 5.) Diese streicht dem Tale entlang und bringt hier den Phyllit des Südflügels mit den Gneisen des Nordflügels in Berührung. Zertrümmerung kennzeichnet die Störungslinie. Der Quarzphyllit ist schwarz, mürb, zerfällt bei der geringsten Berührung und nur einzelne Knollen darin sind hart. Zwischen Glaz und Milleins, wo die Straße am rechten Ufer des Baches dahinführt, finden wir eine wüste Trümmerzone. Inmitten des ganz ruinierten Gesteins sind nur einzelne Teile, die bisweilen gangartig angeordnet sind, noch so erhalten, daß man aus ihnen einen Dünnschliff herstellen kann. Die Untersuchung dieses Gesteins lehrte, daß es sich um eine Grauwacke handle, die wahrscheinlich jünger als die Quarzphyllitgruppe ist. Da wir uns an der Villnösser Linie befinden, darf uns dies nicht wundern; es handelt sich offenbar um eine Grauwacke, welche den untersten Gliedern des Verrucano angehört.

Den Talausgang bilden Gneise. Auch im Villnöß ist die Metamorphose der Phyllite gegen W hin eine beträchtliche, was zweifelsohne auf den Einfluß des Klausener Diorites zurückzuführen ist.

Der generelle Bau und die Anordnung der Gesteine ist im Grödener Tale ganz analog denen von Afers und Villnöß, nur bilden die Gneise eine Kuppel, die von St. Peter im Gröden gegen den Talausgang hin streicht. Die Endklamm liegt teilweise im Phyllit und teilweise in jenen Eruptivgesteinen, die das Gefolge des Klausener Dioritstockes bilden.

II. Die Trias des Eisack- und Pensertales.

Die Zone der Altgneise streicht im Norden des Pustertales nach W weiter und biegt zwischen Sterzing und Mauls in das SW Streichen um. In diesen Altgneisen liegen die Triasschollen. Sie haben also eine andere Lage als die Schollen des Pustertales, die an der Südgrenze der Gneise sich befinden. Die Triasschollen des Eisack- und Passertales haben eine ähnliche Lage wie im Osten die Scholle von Kalkstein.

Vom Osten nach Westen können wir folgende Triasschollen unterscheiden:

- Die Scholle von Mauls,
- die Scholle des Zinseler,
- die Scholle Weißhorn—Wannser Joch.

Am vollständigsten ist die Schichtfolge in der Scholle von Mauls. Sander² beschreibt die Schichtfolge und unterscheidet folgende Glieder:

1. Talkschiefer und Wackengneise.
2. Rötliche und graue Bänderkalke.
3. Rauhwanke.
4. Dunkle, gut geschichtete Kalke.
5. Heller zerknitterter Dolomit mit Gleitblättern.

1. Talkschiefer und Wackengneise.

Die Wackengneise enthalten als Hauptbestandteil einen vollkommen zertrümmerten Granit, der bisweilen, wie am Weißhorn, eine beträchtliche Mächtigkeit annimmt. Er befindet sich sehr häufig im

¹ v. Mojsinowics: Dolomitriffe, I. c. 2.

² Sander: Brixener Granit, I. c. 13.

Gefolge der Trias. Sander beschreibt noch ein zweites als den häufigsten Typus der hierzugehörigen Gesteine, es ist ein Schiefer mit länglichen, schwarzen Flecken in weißer Grundmasse. Dieses Gestein liegt in untrennbarem Verbände mit seiner Unterlage, dem Phyllitgneis. Es bildet nicht die Gefolgschaft des Trias, wie der Granit-Mylonit. Die Granite werden besonders auf der Penser Seite des Rötenspitz sehr mächtig und enthalten dort Nester von Turmalin. Auch Amphibolite treten in ihrem Gefolge auf. Sander beschreibt sie vom Gröllerjoch, wo eine größere Menge von körnigem Amphibolit auftritt. Über der Gruppe der Wackengneise, die also vorwiegend aus Granit, Amphibolit und jenem weiß-grauem Schiefer bestehen, liegt der Verrucano. Er tritt in der Gegend des Penser Joches als typischer Verrucano mit groben Quarzgeröllen auf. Der Verrucano ist ein so gut unterscheidbares Gestein, daß ich diesen und die Verrucanoschiefer von der Gruppe der Wackengneise trennen möchte.

2. Verrucano und Verrucano-Phyllit.

Teils als typisches Verrucano-Konglomerat, teils als mehr oder weniger sericitischer Schiefer entwickelt. In Mauls ist nur letzterer vorhanden, dafür wurde von Pichler der Name »Maulser Verrucano« gebraucht. Im Seiterbergtale (Jaufengruppe) und im Zinseler Kamm (Pt. 2200 *m*) aber, wo der Verrucano in großer Mächtigkeit auftritt, kann man Übergänge aus dem groben, typischen Verrucano-Konglomerat, das Quarz, seltener auch Quarzporphyrgerölle führt, in eines von feinerem Korn und schließlich in den sericitischen Schiefer beobachten.

Der Verrucanoschiefer ist überall sehr stark gepreßt, die Konglomerate aber sind kaum beeinflusst. Bei Mauls ist der Verrucano wenig mächtig und besteht nur aus den feinen Konglomeraten und den Sericitschiefern. Im sogenannten »Himmelreich« bei Mauls tritt in Gesellschaft des Verrucano der Granit-Mylonit auf, begleitet von Altgneisen (Maulser Silikatschiefer).¹

3. Der Muschelkalk.

Dieser besteht an der Basis aus Tonglimmerschiefern, welche von Termier zur Trias gerechnet wurden.² Darüber liegen braune oder gelbliche Sandsteine, die starke Ähnlichkeit mit den Buntsandsteinbildungen des Engadins zeigen. Häufig fehlen die Tonglimmerschiefer und dann geht der Buntsandstein aus dem Verrucanoschiefer hervor.

Auf die Sandsteine folgen Bänderkalke von grauer oder rötlicher Farbe. Sie sind ziemlich stark kristallinisch. Manchmal wittern sie rostbraun an und führen Kieselknötchen. Auf ihre Ähnlichkeit mit den Tarntaler Bänderkalcken und jenen am Nordhang der Gamskarspitze nördlich vom Tuxer Joch wurde von F. E. Sueß³ und Sander⁴ hingewiesen. Die Kieselknötchen dürften vielfach auf Fossilspuren zurückzuführen sein und es glaubte Albr. Spitz an einem Stücke, welches vom Südhange des Weißhorns stammt, eine *Spirigera trigonella* zu erkennen. Mit den Bänderkalcken wechseln dünnplattige, schwärzliche Dolomite, deren Schichtflächen von Tonhäuten überzogen sind, die braun anwittern. Diese schwarzen Dolomite zeigen oft starken Geruch nach H₂S, worauf Sander⁵ wiederholt hinwies. Besonders im Muschelkalke von Stilfes sind diese Dolomite stark vertreten. Die Fazies des Muschelkalkes stimmt mit jener der Engadiner Dolomite vollkommen überein; Handstücke aus dem Engadin und vom Zinseler oder Weißhorn kann man nicht unterscheiden. Auf die Ähnlichkeit der Engadiner Triasfazies mit jener der Tarntaler Köpfe und von Mauls weist Spitz⁶ in einer seiner letzten Arbeiten hin und für die Trias des Sarntales kann dies nur bestätigt werden.

¹ Sander, Brixener Granit, I. c. 13.

² Termier, I. c. 9.

³ Sueß, I. c. 8.

⁴ Sander, I. c. 14.

⁵ Sander, W. Ende der Tauern, I. c. 14.

⁶ Spitz, Mesozoikum der Tarntaler Köpfe, I. c. 17.

In den unteren Kalkhorizont gehören auch die schwarzen Kalke, welche besonders schön im Graben des Gansörbaches bei Mauls, im »Himmelreich«, entwickelt sind. Es sind wohlgeschichtete, bald dicker, bald dünner gebankte Kalke, die manchmal Nester von ungeschichtetem weißen Kalk enthalten.

Fossilspuren sind nicht selten, doch zu einer Bestimmung stets unbrauchbar. Im Dolomit kommen häufig Rauhvacckenlagen vor, welche von denen des Gyroporellen-Dolomits zu trennen sind. Über den Muschelkalken liegt

4. Der Gyroporellen-Dolomit.

ein heller, weißer, klotziger Dolomit, der ungeheuer reich an diesen Kalkalgen ist. Manchmal besteht das ganze Gestein nur aus Gyroporellen. Am Zinseler zeigen auch diese Dolomite starken Geruch nach H_2S .¹ Bei Mauls kommen verkieselte Lagen vor, die aus reinem, weißen Quarz bestehen. Im Streichen geht eine Dolomitbank in Quarz über. Unter dem Mikroskop sehen wir, daß auch hier das Gestein aus lauter Gyroporellen besteht, die also verkieselt sind. Es sind Pseudomorphosen von Quarz nach dem ursprünglichen Kalkgestein.

Im Obernbergtale führen die Dolomite Nester von pechschwarzem Hornstein, wie Sander hervorhebt.

Unter den Diploporen ist *Dipl. annulata* die häufigste. Es kann also kein Zweifel herrschen, daß der Dolomit zur Obertrias gehöre und in der Sarntaler Trias die ladinische Stufe vertreten sei.

Auch in den Dolomiten kommen Rauhvaccken vor, die ich aber für tektonischen Ursprungs halten möchte.

Von den gleichaltrigen Diploporen-Dolomiten von Kalkstein unterscheiden sich die des Sarntales durch ihre hellere Farbe. Jene sind fast durchwegs dunkelgrau oder schwarz, diese weiß oder hellgrau.

Über dem Gyroporellen-Dolomit liegt im Profil des Weißhorns ein gelblicher, sandiger Dolomit und Kalk, welcher dem Raibler Horizont des Engadins ähnelt. Ich möchte diese Gesteine deshalb auch als

5. Raibler Schichten.

ausscheiden. Es sind Bildungen von geringer Mächtigkeit, die aber am Weißhorn und im Obernbergtale als kontinuierliches Band an der oberen Grenze des Diploporen Dolomites hinziehen. Sie sind, wie schon gesagt, gelbliche Dolomite, die in verwittertem Zustande das Vorhandensein von gelben und braunen Sandsteinen vortäuschen können. Die Dolomite führen Primärbrekzien und Zwischenlagen von schwarzen, tonigen Schiefen. Der Dolomit hat viel Ähnlichkeit mit dem Raibler Dolomit des Engadins.

In der Trias des Sarntales hätten wir also folgende Schichtfolge:

1. Phyllitgneis,
2. Wackengneis und Granit,
3. Verrucano-Konglomerat,
4. Verrucanoschiefer,
5. Buntsandstein (skythisch),
6. Muschelkalk, Bänderkalk und Dolomit wechsellagernd (anisisch?),
7. Gyroporellen-Dolomit (ladinisch),
8. Raibler Schichten (karnisch).

Die Fazies stimmt mit jener des Engadins vollkommen überein und zeigt große Ähnlichkeit mit der Triasfazies der Tarntaler Köpfe und der Scholle von Kalkstein. Diese Fazies nannte A. Spitz Zentralalpine Fazies. Von der Trias des Drauzuges und den Schollen des Pustertales unterscheidet sie sich vor allem durch die Entwicklung des Muschelkalkes, den im Pustertal niemals durch Bänderkalke vertreten ist. Die Kieselnester im Diploporen-Dolomit erinnern an die Reiflinger

¹ Sander, Westende, I. c. 14.

Kalke der Nordalpen, die ja ungefähr gleichaltrig sind. Die gelben, sandigen Dolomite und Kalke der Raibler Schichten können mit jenen der Südalpen verglichen werden. Ebenso ist das Verrucano-Konglomerat ein typisch südalpines Glied. Die Trias des Eisack- und Sarntales hat südalpine sowie nordalpine Anklänge, was uns bei einer Entwicklung, welche zwischen den beiden liegt, nicht wundern darf. Diese Triasfazies entspricht den Ablagerungen einer Provinz, welche sich vom Engadin über Ortler—Sarntal—Tarntaler Köpfe bis nach Kalkstein erstreckt. Die Trias des Sarntales gehört ihrer Ausbildung nach zu der Zentralalpinen Fazies.

Die Lagerungsverhältnisse der Triasschollen des Eisack- und Pensertales.

(Siehe Spezialkarte Blatt Sterzing-Franzensfeste.)

Wenden wir uns vor allem der Scholle von Mauls zu. Die Triasfelsen bilden den Nordhang des Eisacktales und beginnen ungefähr bei den Ruinen des Schlosses Welfenstein und streichen nach NO ins Tal des Gansörbaches, überschreiten diesen und enden dann knapp jenseits des Baches im Gneis. Die Scholle ist stark gestört und es tritt darin öfters Wiederholung der Schichtfolge ein.

Überquert man den Maulserbach bei der Kirche des Dörfchens Mauls und steigt den Berghang zu den Gehöften von Nd.-Flans hinan, so trifft man gleich neben der Brücke zertrümmerte Gneise und Phyllitgneise mit Nordfallen an. Schräg ansteigend kommt man in Bänderkalke und Dolomit. Jene stehen saiger, der Dolomit liegt auf den Marmoren und fällt nach außen, gegen den Bach zu. (Profile Taf. II.)

Der Dolomit bildet höher oben eine zweite Lage. Beide sind Gyroporellen-Dolomit, wir haben also einen steilen Sattel vor uns, dessen Schenkel geschert sind und in dessen Kern die Marmore zutage treten. Die obere Dolomitlage ist die mächtigere. In dieser liegt die untere Terrasse des Maulserbaches.

Über dem Dolomit liegen ein paar Lagen von dünnplattigen, sandigen, gelblichen Kalken. Auf der Terrasse liegt eine trostlose Dolomitschutthalde, die sich bis zum obersten letzten Dolomitwandl hinaufzieht. An der Basis dieses Dolomits tritt wieder Bänderkalk auf. Dieser Dolomit ist schwarz, zeigt auf den Schichtflächen die charakteristischen Tongallen und Kieselknollen: es ist Muschelkalkdolomit. Zwischen ihm und dem Gyroporellen-Dolomit darunter schalten sich Brekzien und Rauh- wacken ein; darüber folgt wieder Gyroporellen-Dolomit, welcher den Muschelkalkdolomit stellenweise ganz verdrängt. Wo Dolomit auf Dolomit liegt, ist eine Trennung natürlich sehr erschwert.

Betrachten wir einige Profile durch die Maulser Scholle. (Profile Taf. II.) Im ersten dieser Serie sehen wir den Kontakt der Trias gegen die Kalkphyllite. Er ist natürlich ein Störungskontakt. Verrucano und Bänderkalk stoßen mit sanfter Verbiegung an die Kalkphyllite. Mächtige Diluvialbrekzien verschmieren aber das Gehänge und verdecken jeglichen Einblick. Sie bestehen nur aus Kalkphyllitbrocken. Etwas höher oben am Hange tritt Diploporen-Dolomit auf. Dieser gehört der ersten Schuppe an. Sie besteht aus:

1. Verrucano,
2. Bänderkalk,
3. Diploporen-Dolomit.

Im Graben, der vom Schlosse Welfenstein gegen Nieder-Flans hinaufführt, ist die zweite Schuppe entwickelt. Im Graben bilden die Bänderkalke eine Mulde. Darunter erscheint Verrucano und Phyllitgneis, darüber abermals Verrucano und wieder Phyllitgneis. Die zweite Schuppe ist also wellig verbogen. Die dritte besteht wieder aus: Gneis, Verrucano, Bänderkalk und Diploporen-Dolomit, welcher eine Einfaltung von schwarzem Muschelkalk enthält. Der Dolomit ist sehr mächtig, was durch tektonische Zusammenschoppung zu erklären ist.

Die Schuppe I verschwindet gegen NO zuerst. An der Basis der obersten Schuppe treten mächtige Rauh- wacken und Brekzien auf. Allmählich stellen sich auch die Bänderkalke und der schwarze und graue Kalk des Muschelkalkes an der Schubfläche ein. Flans liegt auf Kalk, der flach dem Gyroporellen-Dolomit aufliegt. (Profile Taf. II.)

Hinter der Kirche von Mauls sind nur mehr 3 Schuppen vorhanden; knapp oberhalb der Kirche tritt der Gyroporellen-Dolomit an den Bach heran. Die Basisschichten sind verschwunden; vom Bache ansteigend trifft man:

1. Gyroporellen-Dolomit,
2. Bänderkalk, seiger und sehr stark gepreßt, in der Mitte eine Lage von Rauhwanke führend,
3. Gyroporellen-Dolomit,
4. Bänderkalk,
5. Rauhwanke und Muschelkalk,
6. Gyroporellen-Dolomit,
7. Gneis.

Der untere Dolomit fällt deutlich nach außen, das zweite Dolomithiveau nach innen. Es ist der bereits erwähnte steile Sattel. Im Profil, das wir längs des Gansörbaches im sogenannten »Himmelreich« begehen können, sehen wir wieder die Basisschichten, und zwar Verrucano-Phyllit und den Granit-Myonit, den ich im Profil der Einfachheit halber als Verrucano bezeichnet habe. Darauf liegen die Bänderkalke, steil 70° N fallend. Die Oberflächen sind wenig verbogen. Aus den Bänderkalcken entwickeln sich die dunkelgrauen, grobgebankten Kalke, die gefaltet sind. Darüber liegt Diploporen-Dolomit. Immer dem Bache folgend, durchquert man noch zwei Schuppen von Gyroporellen-Dolomit, die mit Verrucanoschiefer beginnen. Der Muschelkalkdolomit der zweiten Schuppe zeigt an einer Stelle auffallend stark knollige Schichtflächen, die an das Aussehen der Reiflingerkalke erinnern. Über dem Diploporen-Dolomit folgen die Altgneise, welche mit quarzitischen Lagen, die flach 20° N fallen, beginnen und sich allmählich steiler stellen. Das Fallen beträgt durchschnittlich 45° NO.

Gegen Osten keilt das Maulser Mesozoikum in den Gneisen aus. Die Maulser Scholle zerfällt also in 4—5 kleinere Schollen, die sich im Streichen teilweise ablösen. Das Verflachen schwankt zwischen flach und saiger.

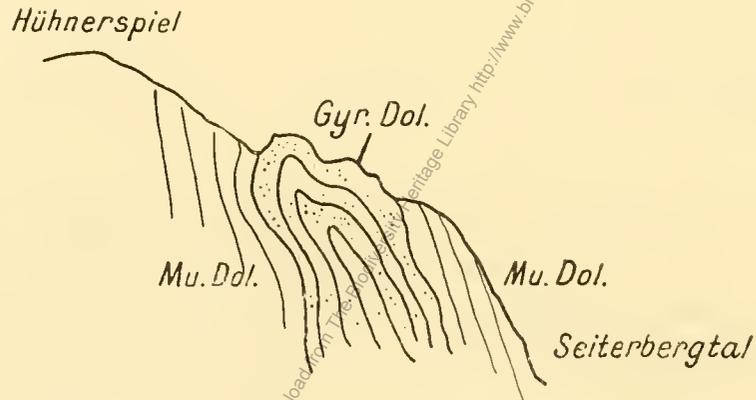
Die Schollen des Zinseler: (Profile Tafel II.)

Steigt man von Sterzing auf dem rot markierten Wege zum Zinseler empor, so quert man zuerst die steil, bisweilen saiger stehenden Kalkphyllite, die vom Thumburger Hügel im Eisacktal herüberstreichen. Die Kalkphyllite fallen erst nach NW, höher oben nach SO, also in den Berg hinein. Hart an der Grenze des Fensters treffen wir auf eine Lage von Quarzphyllit von zentralalpinem Habitus und einen weißen Quarzit, der dem Quarzite von Thuins gleicht. Dann gibt es wieder Kalkphyllit, steil SO fallend, und endlich einen schwarzen Phyllit von zentralalpinem Aussehen. Nun sind wir auf der Gupperterrasse angelangt und Moränen verdecken den Rand des Fensters. Oberhalb Gupp treffen wir auf die Phyllitgneise. In diesen sehen wir dort, wo der Weg eine breite Lawinenbahn quert, eine schöne Falte, von welcher ein Schenkel steil nach NW einfällt, während sich der andere flach nach O neigt.

Im Zinseler Kar haben wir die Jaufengneise erreicht, sie führen dort Lagen von dunklem Augengneis. Letztere streichen nach SW, bis ins Obernbergtal, wo sie am Grenzkamm zwischen Jaufen und Obernberg in großer Mächtigkeit entwickelt sind. Steigen wir aus dem nördlich gelegenen Kar zum Zinseler Gipfel, so erreichen wir dort, wo das Kar endet, die Wackengneise, die hier durch den Phyllit mit dunklen Flecken vertreten sind. Am Kamm liegt eine Lage von Granit, worauf wieder Phyllit mit Flecken, Biotitschiefer und Glimmerschiefer folgen. Daraus ersehen wir, daß dieses Gestein der Wackengneisserie in engstem Verbande ist mit den Gesteinen des Jaufen, das ist der Serie der Altgneise. Erst vom Gipfel des Zinseler aus erblicken wir die Trias, die von Stilfes durch den Stilfeser Graben zum Punkte 2200 *m* und von dort gegen den Zinseler sich hinzieht. Am Zinseler ist sie auf ein schmales Verrucanoband reduziert, um im W davon im Hühnerspiel wieder zu ansehnlicher

Mächtigkeit anzuschwellen. Den Gipfel des Hühnerspiel bildet flacher Phyllitgneis, der sich an der Flanke, die ins Seiterbergertal hinabführt, steil stellt; dort tritt die Trias wieder hervor. Besonders der Verrucano ist sehr mächtig, er ist wohl durch den Gebirgsdruck dort zusammengestaut und bildet die Fortsetzung des Verrucanostreifens am Zinseler. Am Südrande des Hühnerspiel sehen wir die Diploporen-Dolomite eine Falte bilden und dann steil ins Seiterbergertal hinabschießen. (Fig. 3.) Zu beiden

Fig. 3.

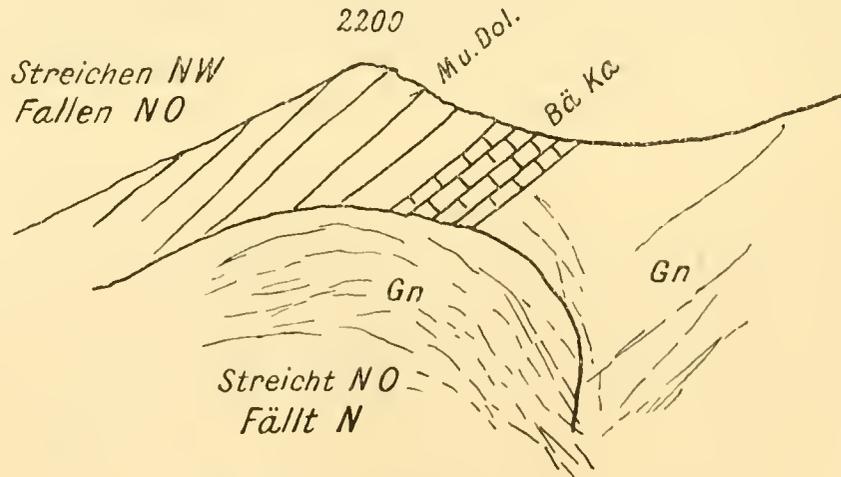


Falte von Gyroporellendolomit im Muschelkalkdolomit.

Seiten des Dolomits treten die Basisschichten hervor. In diese weichen Gesteine hat die Erosion tiefe Einrisse gegraben. Gegen den Gänsekrägen hin liegen unter dem Verrucano Gneis und Granit. Dieser erreicht über dem Kar des Seiterbergertales seine größte Mächtigkeit und bildet auch die Blockhalden des Kares. Am Gänsekrägen treffen wir auf einen hochmetamorphen Gneis, der große Kristalle von Granat und Cyanit führt, die »mineralführende Serie« Tellers. Dieser Granatgneis liegt im Kern einer Mulde, welche im Eggerkar angedeutet ist. Gegen das Penserjoch kommen unter den Nord fallenden Granatgneisen wieder die Phyllitgneise hervor, in denen eine Lage von Verrucano liegt, der aber nicht der Hühnerspielscholle, sondern einer tieferen angehört.

Wenden wir uns vom Zinseler dem Punkte 2200 zu. (Profile Tafel II.) Schwarze Quetschschieferlagen zeigen an, daß wir uns in einer Zone der Störung befinden. Diese Quetschschiefer durchziehen den »Wackengneis«, der hier reich an groben Feldspatausscheidungen ist. Hierauf folgt Muschelkalk und Dolomit. Der Dolomit gehört zum Muschelkalk, was man an den gelblichen Tonhäuten erkennen kann. Dann kommt ein Band von Kristallin, auf dieses eine Lage Buntsandstein, Muschelkalk und Dolomit und wieder Kristallin. Dieses schert den Kalk und Dolomit lokal quer ab und zieht bis ins Kar hinunter. (Fig. 4.) Schuppe II verschwindet als Linse nach unten zu und ist im Osten nur

Fig. 4.



Diskordanz am Punkt 2200. Trias gegen Gneis.

als Trümmerzone vorhanden. Über dem Kristallin von II liegt die Schuppe III, diese bildet die großen Gyroporellendolomitwandeln, welche vom Eisacktal aus gesehen, durch die bleiche Farbe auffallen.

Gegen O treffen wir die normale Schichtfolge, das ist Muschelkalk und Dolomit wechsellagernd, darüber Gyroporellendolomit; daß an der Basis auch Verrucano vorhanden sei, ersehen wir aus einem Fenster in der Schuppe III; es kleben hier die Dolomite am Hange und lassen an ihrem Grunde Bänderkalk und Verrucano sehen.

Noch weiter gegen Osten sind I und II in einen Trümmerhaufen aufgelöst, der im Verrucano steckt. Wir befinden uns nun dort, wo der Punkt 2200 zu den »Weißen Wiesen« sich abdacht; eine kleine Rinne liefert uns Aufschlüsse. Hier endet die Triasscholle; das Kristallin, welches den Kamm bildet, stößt diskordant am Verrucano und am Dolomit ab.

Wir haben wieder die Schuppe I vor uns, die aber auch wie II in mehrere kleinere von Buntsandstein, Kalk und Dolomit zerfällt.

Die Scholle des Punktes 2200 zerfällt vorwiegend in drei Schuppen, welche durcheinander und ineinander verspießt sind. Besonders auffallend sind die zahlreichen Scherungskontakte.

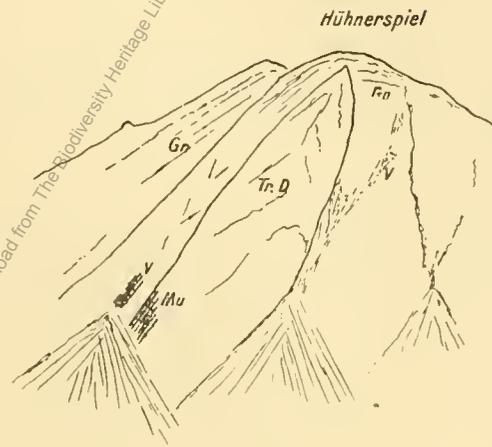
Betrachten wir nun die Fortsetzung der Zinseler Hühnerspielscholle nach W hin.

Vom Hühnerspiel zieht die Trias, die zahlreiche Kleinfalten zeigt, ins Seiterbergtal hinab, wo wir am orographisch rechten Gehänge schöne Aufschlüsse finden.¹ (Fig. 5.)

Mit einer kleinen Verschiebung nach N überquert die Trias das Tal und ändert ihre Streichungsrichtung in Nord-süd.

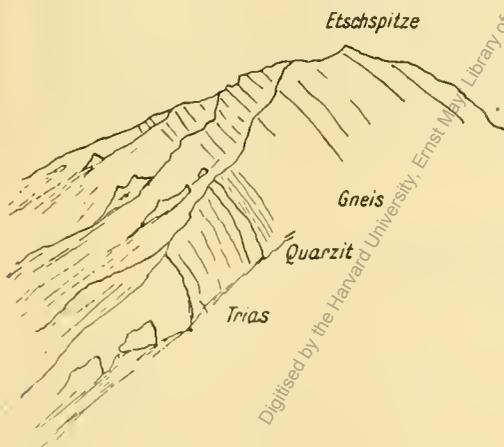
Am Hange des Rötenspitz streicht sie durch und keilt in der Nähe der Wasserscheide zwischen Gänsekragen und Rötenspitz aus. Den Kamm erreicht sie nicht mehr. (Fig. 6 und 7.)

Fig. 5.



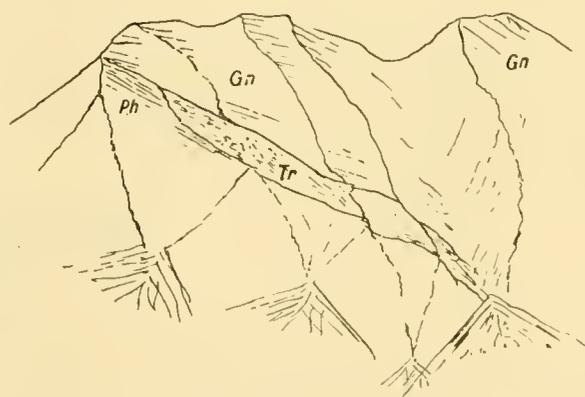
Rechtes Gehänge des Seiterbergtales. Triaslinse am Hühnerspiel.

Fig. 6.



Auskeilen des Trias an der Etsch und Rötenspitz am linken Gehänge des Seiterbergtales.

Fig. 7.



Auskeilen des Trias am Rötenspitz.

Von der Etschspitze zum Rötenspitz querend kann man das Dolomitband begehen. In den Runsen sind hie und da auch Bänderkalk und Dolomit aufgeschlossen. Die Trias fällt unter die Jaufengneise, die mit sehr zertrümmerten, grauen Quarziten beginnen. Die Quarzite werden allmählich glimmerreicher und gehen in Glimmerschiefer und Gneise über. Unter der Trias liegen erst die Wackengneise und darunter Phyllitgneis und Gneis, welcher die Wasserscheide bildet. Die Granatgneise sind hier nicht vorhanden. Der Grat vom Rötenspitz bis zum Weißhorn besteht aus Phyllitgneis. Am Ötschspitz liegen Augengneise mit mächtigen Feldspatäugen.

¹ Sander, Westende, l. c. 14.

Denkschriften der mathem.-naturw. Klasse, 97. Band.

Am Weißhorn tritt die Trias wieder auf.

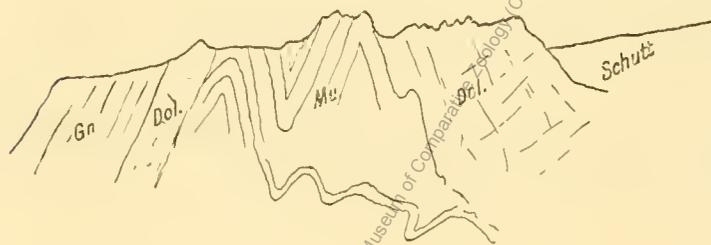
Die Scholle des Weißhorns: (Profile Taf. II.)

Es sind graue, sehr stark gepreßte und gefältelte Bänderkalke des Muschelkalkes, welche unter den Südwänden des Weißhorns erscheinen. Dazwischen liegt Kalk mit Hornstein und braunen Tonhäuten, ganz ähnlich dem Muschelkalk des Engadins, dem Retziendolomit.¹ Das Fallen ist N. Über dem Muschelkalk liegt Gyroporellen-Dolomit und über diesem ein gelblicher Dolomit mit Primärbrekzien und schwarzen Schiefereinlagen, der den Raibler Dolomiten der Engadiner Fazies ähnelt. Dieses Band zieht bis ins Obernbergtal hinab und verschwindet wie die übrige Trias im Schutt. Unter dem Bänderkalk liegt der Granitmylonit (»Wackengneis«) mit querliegendem Chlorit und zahlreichen Scherflächen.² In diesem liegt auf der Obernberger Seite des Kares, zwischen Mudatsch und Weißhorn noch eine Linse von Dolomit und Bänderkalk und gelbem Dolomit. Der Kontakt vom Bänderkalk und Gyroporellen-Dolomit der Hauptschuppe ist auch nicht eine einfache Linie, sondern zeigt Verspießungen und Scherungen: an einer Stelle spießt der Bänderkalk in den Dolomit hinein. Gneis und Trias aber sind parallel gestellt.

Die Trias des Wannser Jochs. (Profile Taf. II.)

Quert man vom Kar des Obernbergbaches am rechten Hange der Trias entlang, so erblickt man abermals zwei Triasschuppen, die beide aus Bänderkalk und Dolomit bestehen. Die untere ver-

Fig. 8.



Falten im Muschelkalk am Wege zum Wannserjoch.

schwindet bald, die obere setzt sich zum Wannser Joch fort und schwillt hier zu beträchtlicher Mächtigkeit an. Von der Obernbergalm führt ein markiertes Steiglein zum Wannser Joch hinauf. Es quert erst dunkle Gneise mit hellen Streifen, dann Phyllitgneis und schließlich die Trias, die mit einer wenig mächtigen Lage von Muschelkalkdolomit beginnt. Der Kalk liegt darüber in großer Mächtigkeit, welche durch Zusammenschub zu erklären ist. Wir sehen darin die Falten, welche auf der Fig. 8 eingezeichnet sind. Der Gyroporellen-Dolomit sitzt in den Muldenkernen dem Plattenkalk und dem Dolomit auf. Die ganze Scholle neigt sich steil nach NW. Am Wannser Joch liegt der Gneis des Jaufen.

Zusammenfassung.

(Siehe Kartenskizze.)

Die Triasschollen des Eisack- und des Sarntales sind Linsen, welche im Phyllitgneis stecken. Besonders auffallend sind die starke Kleinfaltung, Verschuppung und Scherung der einzelnen Schollen. Wir erkennen daraus, daß wir uns in einer Zone der intensivsten Störung befinden. Das darf uns nicht wundern, denn wir stehen einerseits an der Grenze der Zentral- und der Südalpen, andererseits an jener Stelle der Alpen, wo das venetianische Streichen ins judikarische übergeht. Kaum einen Kilometer vom Zinseler entfernt, liegt südlich davon der Brixener Granit, an dessen Nordgrenze die Fortsetzung der Judikarielinie fällt.

Mylonitisierung und Verschuppung sind jedoch an dieser viel geringer als in den Triaszonon, sie sind auch im Osten und Westen im Streichen der Trias nicht in den kristallinen Gesteinen sichtbar. Die Triaszone war offenbar infolge ihrer wechselnden Gesteinsbeschaffenheit eine Zone geringerer Festigkeit und hat darum die stärkste Zertrümmerung erlitten. Die Triasstreifen sind nicht nur einmal

¹ Spitz, Engadiner Dolomiten, I. c. 16.

² Sander, I. c. 13.

gefaltet worden, sondern haben drei Bewegungsphasen mitgemacht. Die ursprünglich kontinuierliche Triasablagerung wurde in einzelne Linsen zerrissen, diese wurden gepreßt, gequetscht und gefaltet und schließlich wurden die einzelnen gefalteten Teile noch abgeschert und in verschiedene Höhenlagen gehoben. Über das Alter dieser Bewegungen und ihren zeitlichen Unterschied läßt sich kein Urteil fällen. Jedenfalls ist aber die Zerreißung und Faltung zuerst erfolgt, was wir an der Zinseler- und Wannserjochscholle beobachten können, wo die Kleinfalten von Scherungsflächen abgeschnitten werden. Die Gneise zeigen von der Kleintektonik der Schollen keine Spur. Sie schmiegen sich den Umrissen der Trias vollkommen an. Manchmal bilden sie geschlossene Mulden, so im Eggerkar und am Mandlseitejoch. Ihr generelles Fallen ist NW, in der Jaufenserie ist diese gleichsinnige Neigung besonders eintönig. Auf eine weitere Erscheinung mag hier hingewiesen werden, welche überall in der Zone der Altgneise, vom Tonale bis ins Sarntal hin, auftritt, das ist die Faltung im Streichen. Häufig bilden die Gneise im Streichen S-förmige Verbiegungen, deren Ausmaß ein sehr verschiedenes ist.

Albrecht Spitz hat öfters darauf hingewiesen. Er sah darin den Einfluß einer späteren Faltung, die normal zur Richtung der Hauptfaltung lag und in den rhätischen Alpen die Bogenform erzeugte.¹ Besonders kräftig ist diese Querfältelung in Termier's »Vieux Gneis« im Norden von Meran und sie mag hier wohl auch mit dem bogenförmigen Umschwenken des Streichens zusammenhängen.

Die Triasschollen des Eisack- und Sarntales liegen in jener Zone von Altgneisen, welche als »Wurzelzone« betrachtet wird. Sind aber die Gneise Wurzeln, so müssen es auch die Triasschollen sein und es liegen uns nun die Fragen nahe: zeigen sie den Bau von Wurzelzonen? Welche alpinen Decken haben in ihnen gewurzelt? Sie haben zentralalpine Fazies, können also nur die Wurzeln für zentralalpine Triasdecken sein. Solches Deckenland sind im Norden der Tribulaun und die Tarntaler Köpfe. Besonders letztere zeigen große Ähnlichkeit in der Ausbildung der Fazies, auch ihrer Lage nach könnten sie aus der Gegend von Mauls oder Stilfes im Eisacktal stammen. Die Trias des Eisacktales wäre nach dieser Auffassung eine Wurzel, aus welcher durch Nordschub die zentralalpinen Triasdecken hervorgequollen sind. Dieser Annahme aber widerspricht vieles im Bau der Triasschollen. Sie fallen durchwegs nach N ein, sind also von Norden überschoben und nicht nach Norden offen, wie es Mulden sein müßten, die einen Schub von Süden her erlitten haben und aus denen Decken stammen, die nach Norden verfrachtet wurden. Sie zeigen vielmehr südalpinen Bau, denn sie tauchen nach N ein, sind nach S hin überschoben. Ein zweiter Umstand, welcher gegen die Annahme, daß die Triasschollen Wurzeln sind, spricht, ist ihre starke Kleinfaltung. Die zahlreichen Falten und vor allem die Scherungen sprechen gegen eine Bewegung unter hohem Druck. Die Trias hat keine bruchlose Faltung erlitten, sondern es ist ganz im Gegenteil eine Zertrümmerung und Verspießung der einzelnen Teile eingetreten. Besonders dieser Umstand spricht sehr gegen die Deutung der Triasschollen als Wurzeln.

Nehmen wir aber an, daß die Triasschollen Wurzeln sind, dann müssen wir das Nordfallen durch eine sekundäre Umfaltung, die Verschuppung und Verspießung durch einen späteren Schub, der die Schollen bereits von ihrer ursprünglichen Überdeckung entblößt antraf, erklären. Für die Annahme, daß die Triasschollen Wurzeln seien, spricht der starke Zusammenschub und die Ähnlichkeit der Fazies mit dem nördlich gelegenen zentralalpinen Deckenlande.

Die Gneishülle zeigt viel stärker den Charakter einer Wurzelzone. Sie weist Mulden auf, die nach N offen sind. Gegen NW, also gegen Innen zu, hört der Muldenbau auf und die Gneise zeigen nur mehr Isoklinalstellung der Schichten mit konstantem Einfallen nach NW.

Zweifellos ist, daß die Triasschollen in einer Zone der Störung liegen. Diese liegt im Streichen der Judikarienlinie und ist als deren Fortsetzung zu betrachten. Wir dürfen sie aber in der Gegend des oberen Sarn- und Eisacktales nicht als »Linie«, sondern müssen sie als breitere Störungszone auffassen.

¹ Spitz, Die rhätischen Bögen, I. c. 18.

Am auffallendsten ist sie natürlich dort, wo Trias vorhanden ist, während sie in den Gneisen mehr oder weniger verschwindet. Daher kommt es auch, daß sich die Dislokationslinie, an der die Triasschollen liegen, sowohl nach O, als auch nach W hin in den Gneisen scheinbar totläuft. Die Trias liegt in einer Ebene, welche sich von Westen nach Osten senkt, im Westen hebt sich die Trias nach oben hin aus, im Osten taucht sie unter die Gneise; daher bildet sie im Westen die Berghöhen, während sie im Osten in der Tiefe der Täler liegt.

Die Störungszone folgt dem Nordrande des Brixener Granits¹ und mündet in die Mylonitzone des Pustertales. Im Pustertal erscheinen abermals Triaszonen. Diese liegen aber am Südrande der Trümmerzone, während die Sarntal-Eisack-Schollen an deren Nordrande liegen. Sie sind also nicht identisch. Die Verschiedenheit tritt auch in der Fazies hervor, diese zeigt keine zentralalpinen Züge, sondern nähert sich der nordalpinen und der südalpinen.

Auch die Pusterer Trias fällt nach Norden ein. Der Hauptzug im Bau derselben ist Parallelstellung und ungeheuer starke Beeinflussung durch Druck. In diesem Sinne zeigt sie stärker den Charakter einer Wurzelregion. Dasselbe gilt auch für die zentralalpine Scholle von Kalkstein, welche steil nach Süden einfällt, also nach N offen ist. Sie ist als die Fortsetzung der Sarntaler Trias aufzufassen, denn sie liegt auch am Nordrande der Pusterer Mylonitzone. Der Südrand der Trümmerzone — diesen wollen wir »Pustererlinie« nennen — begleitet das Pustertal an dessen Nordabhang. Bei Toblach vereinigt sie sich mit einer Störung, die NO—SW streicht, vom Nordrande der Mylonitzone gegen deren Südrand zu und an welcher die sogenannten »Turntaler Phyllite«² von den Altgneisen überschoben werden. Der Nordrand der Störungszone fällt von dort, also von Kalkstein an, mit dem Nordrande dieser Phyllite zusammen, während die Pustererlinie nach Osten, der Drau entlang, weiterstreicht. Die Mylonitisierung nimmt gegen Osten immer mehr ab und verschwindet östlich des Vilgratentales vollkommen.

Es liegt nun die Frage nahe, welche Stellung den Phylliten nördlich des Pustertales zukäme. Sind sie mit der Unterlage der Südalpen identisch oder von ihr zu trennen und als ein Glied der Zentralalpen aufzufassen?

Faziell unterscheiden sie sich von den südalpinen Phylliten durch den vollkommenen Mangel jüngerer Intrusivgesteine und durch stärkere Metamorphose. Sie liegen im Streichen der Altgneise und sind von den südalpinen Phylliten durch die Pustererlinie getrennt, welche im Süden an die karnischen Silurschiefer stößt. Östlich von Sillian schaltet sich zwischen den südalpinen Phyllit und den Tarn-taler Phyllit das Karnische Gebirge und der Drauzug ein.

Daraus folgt, daß der Phyllit zu der Serie der Altgneise gehört und als deren jüngstes Schichtglied zu betrachten ist. Er ist den Quarzphylliten des Inntales gleichzustellen.

Die Grenze zwischen Zentral- und Südalpen verläuft am Nordrande des Brixener Granits, ihre unmittelbare Fortsetzung ist die Pustererlinie. Diese scheidet also die Zentralalpen von den Südalpen, zwischen diesen liegt die Trias des Drauzuges, welche in ihrer Fazies von jener der Südalpen abweicht. Das karnische Altkristallin bildet die Scheide zwischen den beiden Faziesgebieten.

Die granitischen Intrusionen an der Südalpengrenze gehen aber nicht bei Bruneck zu Ende, sondern setzen sich an der Pustererlinie bei Toblach fort. Bei Kandellen, nördlich von Alt-Toblach, am Fuße des Pfannhorns, finden wir die letzten Fetzen von Tonalit. Während die Dislokationen, welche die Mylonitzone an deren Nordrande durchsetzen, allmählich im Altkristallin verschwinden, streicht die Pustererlinie dem Nordrande des Drauzuges entlang nach Osten. Wir finden sie bei Lienz und bei Dellach im Drautale.

Hier sind die Lagerungsverhältnisse jenen des Pustertales gleich. Die Schichten sind senkrecht aufgerichtet und sehr stark durch Druck beeinflußt, und es ist nicht unmöglich, daß die Intrusionen des Bachergebirges noch weiter im Osten die Fortsetzung dieser gewaltigen Störungszone bezeugen.

¹ Sander: Brixener Granit, I. c. 13.

² Furlani: Drauzug, I. c. 15.

Ob wir nun die Pustererlinie als alpidinarische Grenze oder als Grenze zwischen Zentralalpen und Südalpen auffassen, ändert nichts an der Tatsache, daß sie eine der gewaltigsten Störungszonen der Ostalpen ist. Sie streicht von Meran bis nach Dellach im Drautale und noch darüber hinaus nach Osten. Wo immer wir die Dislokation treffen, überall zeigt sie denselben Charakter, überall sind die Gesteine mylonitisiert, steilgestellt, laminiert.

Das Karnische Gebirge bildet heute die Scheide zwischen der Drauzug-Trias und der südalpinen Trias der Dolomiten des Cadore; es war wohl auch die Scheide der beiden Ablagerungsgebiete, deren Sedimente erst durch den nachträglichen Zusammenschub zu unmittelbaren Nachbarn wurden.

Nur so können wir es uns erklären, daß beide Ablagerungsserien mit Grundkonglomeraten auf dem karnischen Altkristallin aufruhend, einander verwandt aber doch wieder auch von einander verschieden sind.

Ein südalpiner Zug der Drauzug-Trias ist die mächtige Verrucano-Entwicklung, die wir in den Nordalpen nirgends finden, aber auch zentralalpine Elemente fehlen in der Drauzug-Trias nicht. Sie ist eben das Mittelstück zwischen zentralalpiner und südalpiner Trias und läßt sich daher weder der einen, noch der anderen unterordnen.

Auch von der Trias der Nordalpen weicht die Drauzug-Trias vor allem, wie schon erwähnt durch die Verrucano-Entwicklung und durch die erzführenden Kalke ab und die Auffassung, daß sie die Wurzelregion für die gesamten Nordalpen sei, wird daher mancher Schwierigkeit begegnen.

Betrachten wir die Ostalpen in der Gegend des Pustertales und zwar im Norden und Süden desselben in bezug auf die Triasentwicklungen, so unterscheiden wir, von Norden nach Süden fortschreitend, drei Fazies:

1. Die zentralalpine Trias, im Altgneis eingeschlossen,
2. die Drauzug-Trias an der Südgrenze des Altgneises und am Nordhang des Karnischen Gebirges, und
3. die südalpine Trias, welche am Südabhang des karnischen Rückens und den südalpinen Quarzphylliten aufliegt.

Das südalpine Quarzphyllitareal zeigt im Norden Kuppelbau, gegen Süden zu tauchen zwei Züge von altkristallinen Gesteinen auf, die Auflagerungsfläche der Dolomitentrias ist vielfach von Dislokationen betroffen, so daß der ursprüngliche Transgressionskontakt verwischt ist.

Literatur.

1. Stache G.: Der Gneis von Bruneck im Pustertal. V. R. A., 1872.
2. v. Mojsissovics: Dolomitriffe etc.
3. Teller F.: Zur Tektonik der Brixener Granitmasse und ihrer nördlichen Umrandung. V. R. A., 1881.
4. Teller F.: Über die Aufnahmen im Gebiet zwischen Etsch und Eisack. V. R. A., 1880.
5. Teller F.: Verbreitung und Lagerung der Diorite in der Umgebung von Klausen und Lüsen. V. R. A., 1880.
6. Teller F.: Über die Aufnahmen im Hochpustertale. V. R. A., 1882.
7. Teller und v. John: Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol. I. R. A., 1882.
8. F. E. Sueß: Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. I. R. A., 1894.
9. Termier P.: Les Alpes entre le Brenner et la Val Tefline. Bull. soc. géol. d. France, Paris, 1905.
10. Frech F.: Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen. Wissenschaftliche Ergänzungshefte zur Zeitschrift des D. Ö. A. V., II. Bd., 1. Heft, 1905.
11. Silvia Hillebrand: Über Porphyrite und diesen entsprechende Gesteine in der Umgebung von Bruneck. Tschermaks Min. Petr. Mitt. N. f. 26 Bd., 1907, S. 469.
12. E. Sueß: Das Antlitz der Erde. III. Bd., 2. Hälfte, Wien 1909.
13. Sander Br.: Geologische Beschreibung des Brixener Granits. Jahrb. G. R. A., 1906.
14. Sander Br.: Geologische Studien am Westende der Tauern. Denkschriften d. math.-naturw. Kl. d. Kais. Ak. d. Wiss., Wien, 1911, Bd. LXXXII.
15. Furlani M.: Der Drauzug im Hochpustertal. Mitt. d. G. G. Wien, Bd. V, 1912.
16. Spitz und Dyhrenfurth: Monographie der Engadiner Dolomiten. Beitr. geol. Karte d. Schweiz. N. F., XLIV. Lieferung, Bern, 1915.
17. Sander Br.: Zur Geologie der Zentralalpen. I. Alpinodinarische Grenze in Tirol. Verh. R. A., Wien, 1916.
18. Spitz Albr.: Ein Beitrag zur Stratigraphie der Tarntaler Köpfe. Jahrb. R. A., 1918.
19. Spitz Albr.: Die Umgebung von Scans und die Oberengadiner Bögen. (Erscheint demnächst in den V. R.)
20. Spitz Albr.: Eine Querstörung bei Meran. V. R. A., 1918, Wien.
21. Geyer G.: Erläuterungen zur geologischen Karte Oberdrauburg—Mauthen.

Übersichtskarte der Pusterer Störungszone

gezeichnet mit Benützung d. Aufnahmen von F. Teller, G. Geyer und Br. Sander.
 MASSTAB 1:225.000.



Legende:

Alter ostalp
Zerrüttungs

Brixener Gra

Gesteine d. Tauern
fensters Lepontinisch

N₁

N₂

Aschbach Nasen
N. 8 5 10

Bruck
N. 2 9

tschiefer

Stoff
Afers

7 Porphyrit

8 Antholzer
Granit Gneis

9 Brunecker
Marmoru.
Dolomit

10 Trias d. Nasen

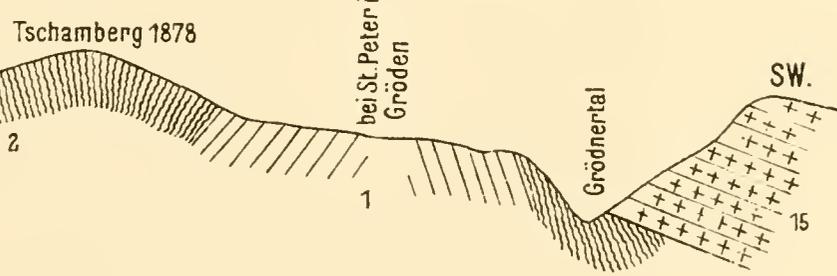
11 Grödner Sandst.

12 Bellerophon
Ka.

13 Gips

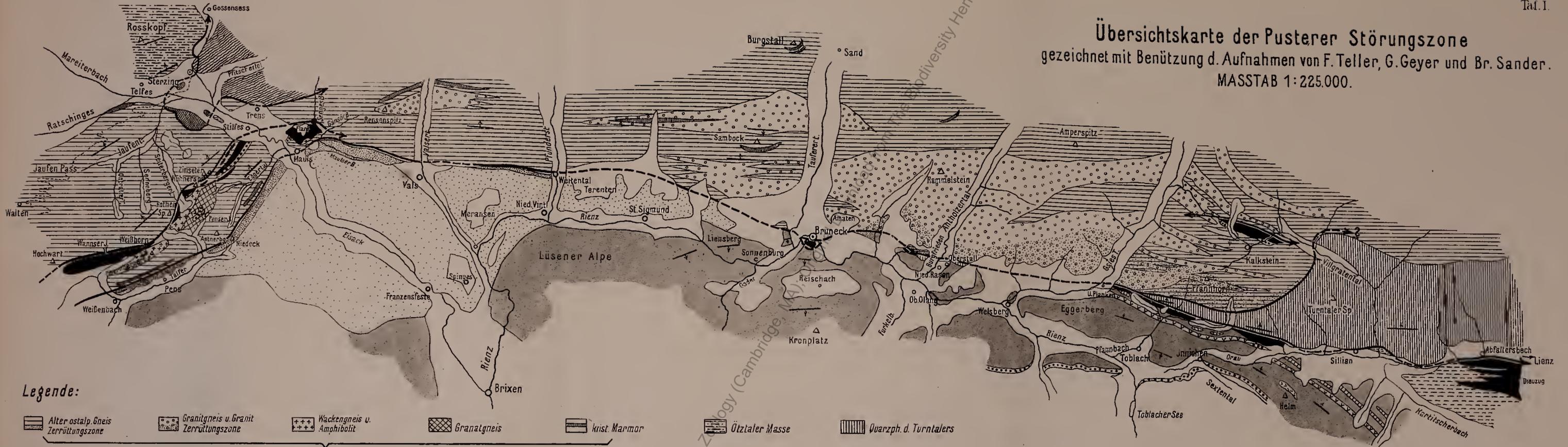
14 Werfener-Schfr.

15 Quarzporphyr



Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library <http://www.biodiversitylibrary.org/>; www.biologiezentrum.at

Übersichtskarte der Pusterer Störungszone
gezeichnet mit Benützung d. Aufnahmen von F. Teller, G. Geyer und Br. Sander.
MASSTAB 1:225.000.

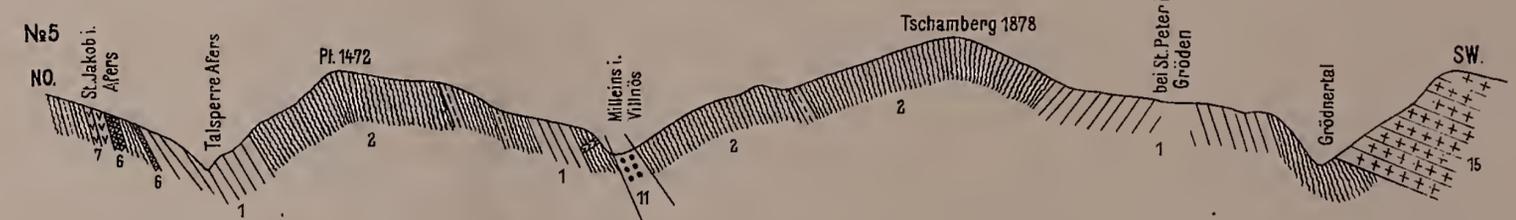
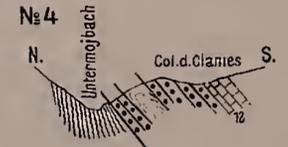
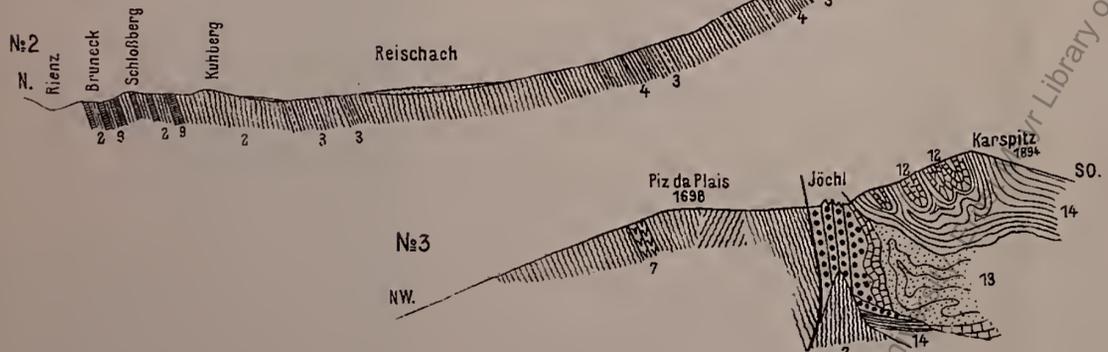


Legende:

- | | | | | | | |
|----------------------|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | |
| Zone d. alten Gneise | | | | | | |
| | | | | | | |
| Zentralalpin | | | | | | |
| | | | | | | |
| Karnisch-Südalpin | | | | | | |



Maßstab 1:50.000.



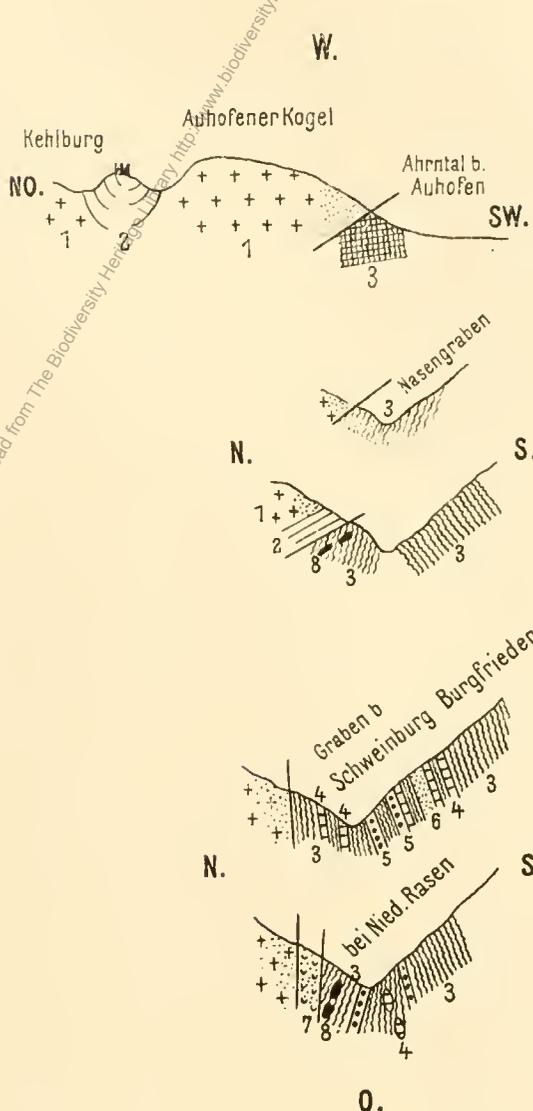
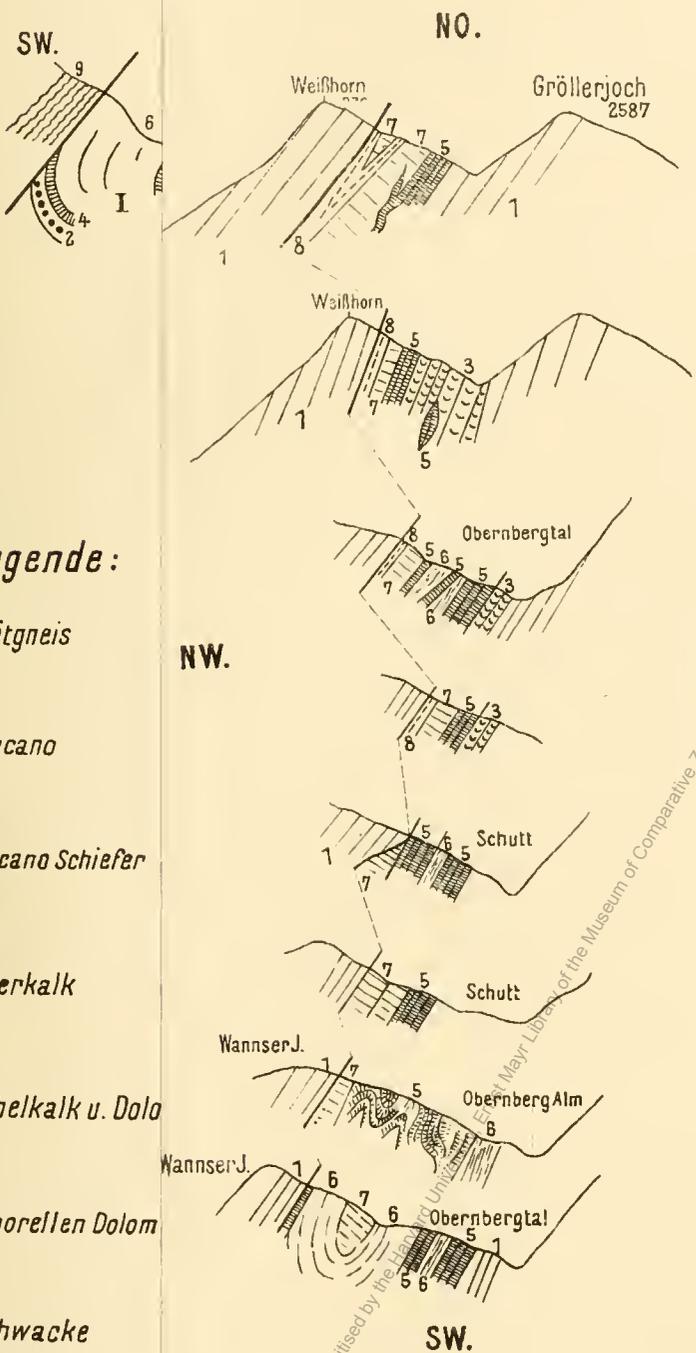
Legende:

- | | | | | |
|--|--|--|--|--|
| | | | | |
| | | | | |
| | | | | |

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library <http://www.biodiversitylibrary.org/>; www.biologiezentrum.at

Profile vom Weißhorn bis zur Obernberger Alpe.

Profile durch die Störungszone an d. Grenze Alte Gneise - Phyllite.



Legende:

- 1 Phyllitgneis
- 2 Verrucano
- 3 Verrucano Schiefer
- 4 Bänderkalk
- 5 Muschelkalk u. Dolom
- 6 Gyroporellen Dolom
- 7 Rauchwacke
- 8 Alter Gneis
- 9 Kalkphyllit

Legende:

- Alter Gneis
- Granit u. Wackengn.
- Muschelkalk (Bänderka.)
- 6 Muschelk. Dolomit
- 7 Gyroporellen Dol.
- 8 Raiblersch.

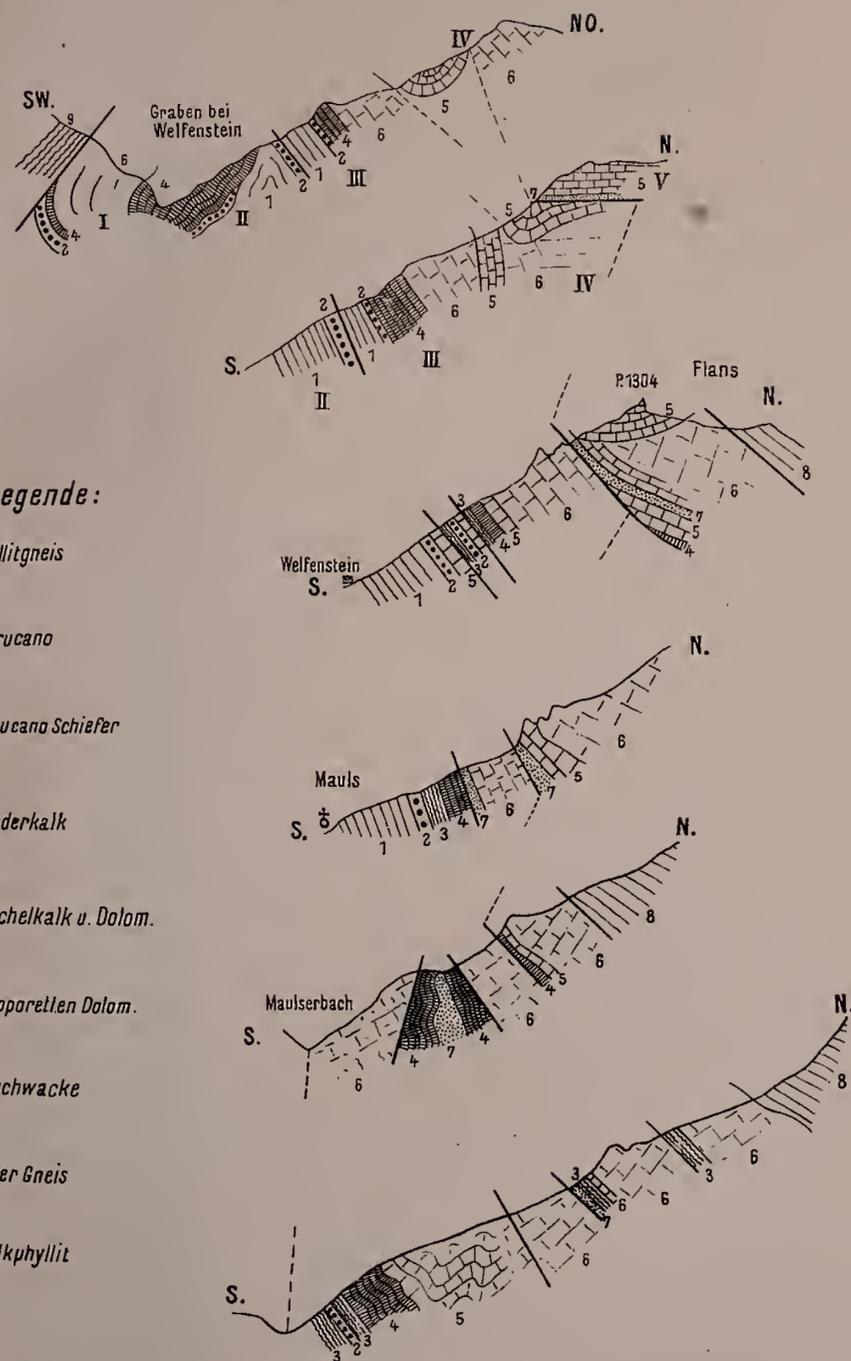
Legende:

- 1 Granit Gneis
- 2 Gneis
- 3 Silur Schiefer
- 4 " Kalk
- 5 rötl. Quarzit
- 6 Rauchwacke
- 7 Granit
- 8 Trias

Die Zertrümmerungszonen sind punktiert.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library <http://www.biodiversitylibrary.org/>; www.biologiezentrum.at

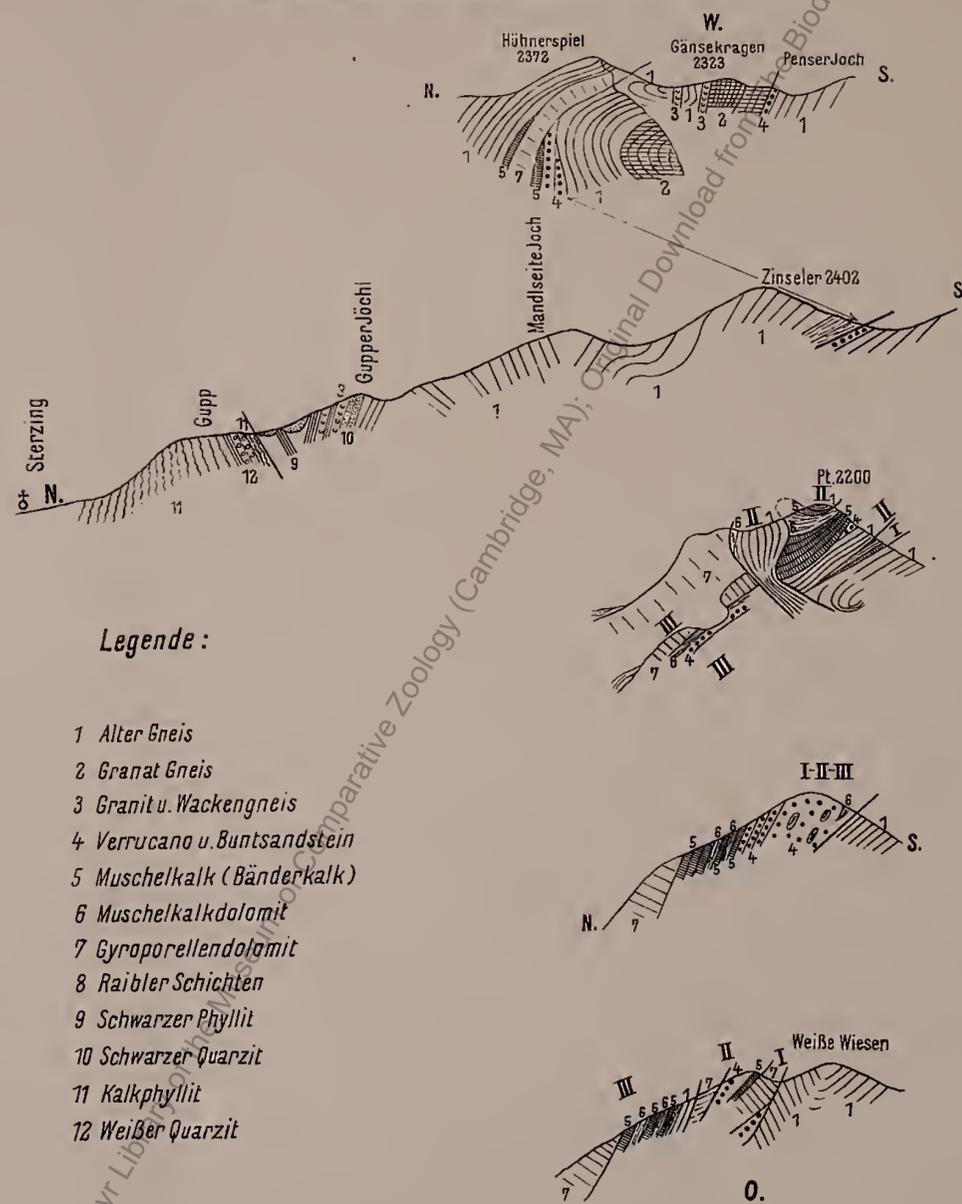
Profile bei Mauls.



Legende:

- 1 Phyllitgneis
- 2 Verrucano
- 3 Verrucano Schiefer
- 4 Bänderkalk
- 5 Muschelkalk u. Dolom.
- 6 Gyroporellen Dolom.
- 7 Rauchwacke
- 8 Alter Gneis
- 9 Kalkphyllit

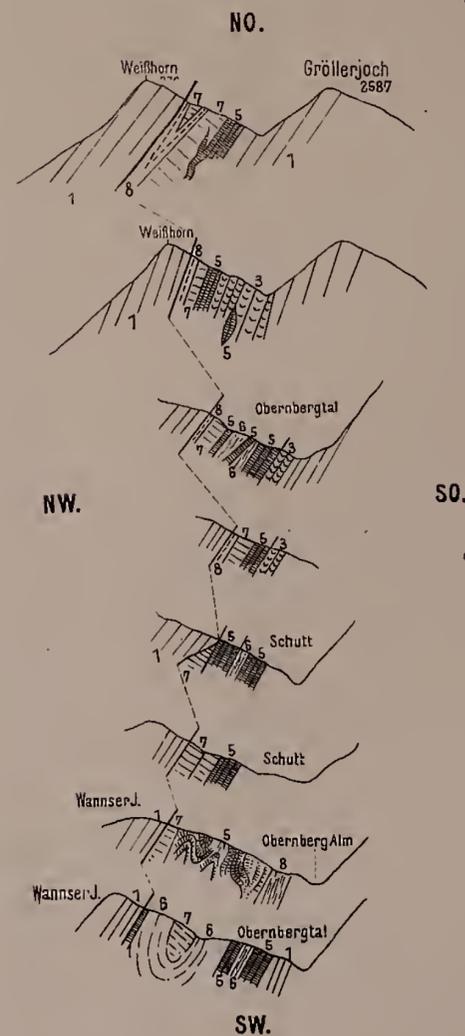
Profile durch das Triasvorkommen des Zinseler.



Legende:

- 1 Alter Gneis
- 2 Granat Gneis
- 3 Granit u. Wackengneis
- 4 Verrucano u. Buntsandstein
- 5 Muschelkalk (Bänderkalk)
- 6 Muschelkalkdolomit
- 7 Gyroporellendolomit
- 8 Raibler Schichten
- 9 Schwarzer Phyllit
- 10 Schwarzer Quarzit
- 11 Kalkphyllit
- 12 Weißer Quarzit

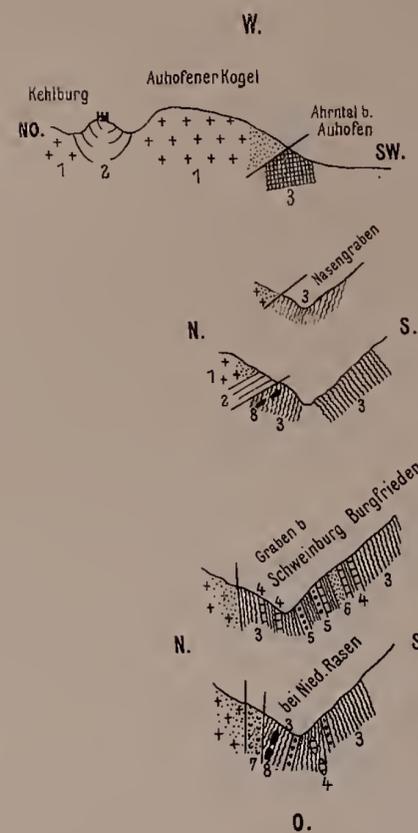
Profile vom Weißhorn bis zur Obernberger Alpe.



Legende:

- 1 Alter Gneis
- 3 Granit u. Wackengn.
- 5 Muschelkalk (Bänderka.)
- 6 Muschelk. Dolomit
- 7 Gyroporellen Dol.
- 8 Raiblersch.

Profile durch die Störungszone an d. Grenze Alte Gneise - Phyllite.



Legende:

- 1 Granit Gneis
 - 2 Gneis
 - 3 Silur-Schiefer
 - 4 " Kalk
 - 5 rötl. Quarzit
 - 6 Rauchwacke
 - 7 Granit
 - 8 Trias
- Die Zertrümmerungszonen sind punktiert.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Denkschriften der Akademie der Wissenschaften.Math.Natw.Kl.
Frueher: Denkschr.der Kaiserlichen Akad. der Wissenschaften. Fortgesetzt:
Denkschr.oest.Akad.Wiss.Mathem.Naturw.Klasse.](#)

Jahr/Year: 1921

Band/Volume: [97](#)

Autor(en)/Author(s): Furlani Marthe

Artikel/Article: [Studien über die Triaszonen, im Hochpustertal, Eisack- und Pensertalin
Tirol \(mit 8 Textfiguren und 2 Tafeln\). 33-54](#)