

Das Felsgerüst der Ötztal-Stubaier Alpen

Zum Erscheinen des ersten Blattes der neuen Alpenvereinskarte

Von Dr. Georg Mutschlechner, Innsbruck

Wer die schönen, firngekrönten Ötztaler und Stubaier Alpen besuchen und vor dort die Hochgebirgsnatur genießen will, dem wird eine Übersicht und knappe Erläuterung der geologischen Verhältnisse, der Baustoffe und der Bauart nach dem heutigen Stande der Kenntnis willkommen sein.

Allgemeines

Der mächtige Gebirgsstock erstreckt sich vom Inn bis zur Etzsch, vom Reschensteindl bis zum Brenner, und umfaßt mit seiner Fläche von rund 5300 qkm den größten Teil der Westlichen Tiroler Zentralalpen. Er hat eine sehr bewegte Vergangenheit hinter sich. Nicht minder klar als andere Alpenteile erzählt er uns ein Stück geologischer Geschichte der Ostalpen, großartiger und eindrucksvoller als anderswo ist hier in Form und Farbe die Verschiedenheit der Gesteine ausgeprägt, eigenartig ist die Bauweise.

Schon das allgemeine Landschaftsbild zeigt, daß am Aufbau geologisch grundverschiedene Einheiten Anteil haben. Fast alle bestehen zur Hauptsache aus Kristallinen Schiefern, aus Gesteinen, die ihr ursprüngliches Aussehen unter dem Einfluß starken Druckes, intensiver Durchbewegung (Knetung) und hoher Temperaturen verloren haben. Es entstanden bei dieser Veränderung neue, metamorphe Gesteine, die meist so stark umgewandelt sind, daß der Ausgangsstoff nur mehr durch mikroskopische Untersuchung der bis zur Durchsichtigkeit dünngeschliffenen Gesteinsproben zu ermitteln ist. Die Umbildung äußert sich in einer Änderung der Struktur und der mineralischen Zusammensetzung. Kristalline Schiefer können einerseits aus Massengesteinen, also aus erstarrten Schmelzflüssen entstehen, man nennt sie dann kurz Orthogneise, z. B. Orthogneis; andererseits aus Absatzgesteinen (Sedimenten), dann spricht man von Paragneisen, z. B. von Paragneisen.

Die besonders für den Bergsteiger in Betracht kommenden inneren Teile des Gebietes bestehen größtenteils aus solchen Paragneisen, in welche später Schmelzflüsse verschiedener Art eingedrungen sind. Es ist das der große Bereich der Ötztaler und Stubaier Gneise. Im Osten wird dieses kristalline Grundgebirge von den Stubaier Kalkalpen, von der Tribulaungruppe und anderen Kalkinseln bedeckt, von Meeressbildungen, die hinsichtlich Entstehung, Alter und Gestalt den Kalkalpen vergleichbar sind. Im Westen weist der ähnlich aufgebaute, aber ganz isolierte Jaggl oder Endkopf auf ehemalige Verbindung mit den Engadiner Dolomiten.

Dazu kommt als zweitgrößte geologische Einheit der im Südosten anschließende Schneeberger Zug: ein von Gossensass und Sterzing im Eisacktal über den Schneeberg (Passer) nach Westen verlaufender, mineralreicher Gesteinszug, der in seiner Fortsetzung den Gurgler Ramm aufbaut und in der Tegelgruppe (nordwestlich Meran) endigt.

An den Rändern reichen noch ein paar andere, bergsteigerisch jedoch unbedeutende Felsarten in die Ötztaler und Stubaier Alpen herein oder kommen darunter heraus zum Vorschein. So greifen im Nordwesten eben noch Gesteine der Nordtiroler Kalkalpen auf das südliche Innufer, somit auf orographisch zentralalpines Gebiet herüber. Ihr Anteil beschränkt sich auf einen schmalen, steilgestellten Streifen in der nordwest-

lichen Ede zwischen Jams und Bahnhof Imst. Er vereinigt in sich die wichtigsten Gesteinstypen der Lechtaler Alpen vom ausgehenden Erdaltertum bis in die jüngere Jurazeit.

Am Nordrande der Ötztaler Gneise tritt in drei oberflächlich getrennten Bereichen Quarzphyllit auf.

Im Osten hingegen liegt anderer Quarzphyllit zusammen mit Ablagerungen aus der Steinkohlezeit über den viel jüngeren Gesteinen der Tribulaungruppe.

Südlich Steinach am Brenner reichen kalkige Schiefer, sogenannte Kalkphyllite oder Brennerschiefer, die östlich der Brennerfurche weit verbreitet sind, in den Bereich der Westlichen Tiroler Zentralalpen herein.

Den Süd- und Südostrand und einen Teil der Sarntaler Alpen nehmen die mannigfaltig zusammengesetzten „Alten Gneise“ ein, die im wesentlichen mit der Hauptmasse der Ötztaler Alpen übereinstimmen.

Im Westen endlich taucht zwischen Urdez und Prutz unter den Gneisen das Gemölbe der viel jüngeren Bündnerschiefer auf.

Andererseits greifen die Ötztal-Stubaier Gesteine auf andere Gebiete über, im Osten auf die Tuger Vorberge (Patscherkofel usw.), im Westen, jenseits des Reschenpasses, auf die Sesvennagruppe.

Der Bereich der Ötztaler und Stubaier Gneise

Diese Einheit besteht aus dem kristallinen Grundgebirge und jüngeren Auflagerungen und umfaßt zwei Drittel des ganzen Gebietes, nämlich die nördlichen, mittleren und südwestlichen Teile.

a) Das kristalline Grundgebirge

Die verbreitetste Gesteinsart ist ein Paragestein. Aus ehemals tonigen und sandigen Ablagerungen ist durch Metamorphose ein Gestein von gneisiger Struktur entstanden. Grauer Quarz, Schuppen von dunklem Magnesiaglimmer (Biotit) und hellem Kaliglimmer (Muskovit) und weißer Feldspat sind seine Hauptbestandteile. Seltener findet man auch Nadeln von schwarzem Turmalin. Teils ist es mehr ein Schiefergneis, teils mehr Gneisglimmerschiefer. Mit zunehmendem Quarzgehalt werden daraus Quarzitschiefer und schließlich reine Quarzgesteine. Eine meist als Perlgneis bezeichnete Abart ist gekennzeichnet durch viele kleine, erst nachträglich, d. h. durch spätere Stoffzufuhr entstandene Feldspatknotten. Sie ist besonders im mittleren Teil der Hochederguppe und in Langtauferis verbreitet. Wenn die Schiefergneise durch Gebirgsbewegungen verdreht, ausgewalzt und blätterig sind, nennt man sie Phyllitgneise. Zwischen diesen Typen gibt es verschiedene Übergänge.

Andere Abarten der Schiefergneise: Schuppige Biotitgneise mit dunklem Glimmer, der in parallel angeordneten Schuppen gleichmäßig im Gestein verteilt ist, sind wahrscheinlich von granitischen Schmelzen beeinflusst. Hauptverbreitung im Bereiche des Gepatschferners, im Gelände dank der größeren Festigkeit hervortretend. — Biotitschiefer: Feinförnige, braune Schiefer mit vielen Biotitschüppchen auf den Schieferungsflächen. Damit wechseltlagernd Biotit führende Quarzite. Hauptgebiet in den südwestlichen Sellrainger Bergen.

Durch den Glimmerreichtum wird der Zerfall dieser meist in Platten spaltenden Schiefergneise und ihrer Abarten begünstigt. Die Bergformen sind deshalb weniger schroff als in Gebieten, die sich aus Orthogesteinen aufbauen. Der dunkle, eisenhaltige Glimmer erzeugt die in den Ötztaler und Stubaier Alpen so häufig rostrote oder braune Verwitterungsfarbe. Wegen der relativ geringen Festigkeit und der günstigen chemischen Zusammensetzung bilden diese Gesteine für die Pflanzenwelt auch noch in sehr hohen Lagen leidlich gute Böden. In den südlichen Verzweigungen des Ötztales haben die Schiefergneise und Gneisglimmerschiefer ihre größte geschlossene Verbreitung. Zusam-

men mit dem Klima¹⁾ ist es so auch geologisch begründet, daß wir dort die höchstgelegenen Ortschaften und Höfe der Alpen östlich der Schweizer Grenze finden: Obergurgl in 1927 m und Vent in 1893 m Höhe.

Eine zweite, in der Gesamtverbreitung aber doch schon wesentlich zurüctretende Hauptgesteinsart, auch ein Paragestein, sind mineralreiche Glimmerschiefer. Das Vorkommen von hellem Glimmer und die Armut an Feldspat unterscheidet sie von den glimmerreichen Warten der Schiefergneise. Allerdings gibt es auch nachträglich entstandene Feldspatknoten, die bei der Anwitterung als helle Erhabenheiten zum Vorschein kommen. Der „Mineralreichtum“ dieser Gesteine besteht in kleinen Höckern von rotem Granat und dunkelbraunen, prismatischen Kristallen von Staurolith, die wegen ihrer Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterungseinflüsse deutlich hervortreten. Fundstellen: Sonntagsberg nächst der Adolf-Pichler-Hütte; Fischkeles-Ostgrat westlich Eisens; Widdersberg östlich Eisens. Seltener ist das blaue Mineral Cyanit (Disthen) zu finden.

Durch diese Ortsangaben ist das eine Gebiet mineralreicher Glimmerschiefer schon angedeutet. Es sind die sanft geformten südlichen Sellrainger Berge mit ihren bis oben begrünten, auch im Winter zugänglichen Gipfeln.

Weit verbreitet sind die Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefer aber auch in den südwestlichen Ötztaler Alpen: südlich der Weißfugel im inneren Matscher- und Schnalser Tal. Besonders schöne Staurolithkristalle und viele große Feldspatknoten kann man an den Fluchtwänden westlich der Vernagthütte sammeln.

Durch Metamorphose veränderter Kalkstein (Marmor) ist im Bereiche der Ötztaler Gneise sehr selten. Im Sellrain und Stubai gibt es z. B. kein einziges Vorkommen. Die wenigen bekannt gewordenen Lager im Ötztal sind nur einige Dezimeter dick und reichen nicht weit. Für Bauzwecke muß der Kalk oft weit hergeschafft werden. Im innersten Ötztal behilft man sich mit hellen Marmorfindlingen, die dem südlich gelegenen Schneeberger Zug entstammen.

Mit dem Marmor verwechselt der Laie zuweilen die Quarzite. Das sind graue, glimmerarme Quarzgesteine, die sich durch Härte und Festigkeit auszeichnen. Sie bilden meist nur unbedeutende schmale Züge.

Zu diesen Paragesteinen kommen in den Ötztaler und Stubaier Alpen mehr oder weniger stark veränderte Massens- und Ganggesteine. Innerhalb der Massengesteine unterscheidet man hier zweierlei Gruppen: Amphibolite und Granite.

Amphibolite sind harte, widerstandsfähige, dunkelgrüne Gesteine aus Hornblende (Amphibol) und weißem Feldspat (Plagioklas). Nach dem Vorhandensein bestimmter Nebengemengteile trennt man die sehr häufigen Granatamphibolite mit ihren vielen kleinen, dunkelroten Granaten von den Biotitamphiboliten und von den an der gelbgrünen Färbung leicht kenntlichen Epidotamphiboliten. Sie alle sind aus dunklen Erstarrungsgesteinen entstanden und haben in der Regel ihre ursprüngliche Struktur ganz verloren.

Diese im nördlichen und mittleren Abschnitt der Ötztaler Gneise weitverbreiteten Gesteinsarten bilden oft sehr mächtige und langgestreckte Einlagerungen in den Gneisen. Das größte geschlossene Verbreitungsgebiet liegt zwischen St. Leonhard im Pöztal und Längensfeld bzw. Sölden im Ötztal. Letzteres ist im Amphibolitbereich schluchtartig eingeeengt. Besonders im Gegensatz zu den leicht verwitternden Schiefergneisen bilden die Amphibolite schroffe Felsformen, die durch ihre düstere Färbung noch an Wildheit gewinnen. Berühmt sind der dunkle, zackige Wildgrat westlich Umhausen und die kühnen, steil abfallenden Gipfel und Hörner im Raunergrat zwischen Raunertal und Pöztal.

¹⁾ In Gebieten größter Massenerhebung rücken bekanntlich auch die klimatischen Höhengrenzen hinauf.

Dünnplattige, feinfaserige, feldspatarme oder -freie Hornblendegesteine werden als *Hornblendeschiefer* bezeichnet.

In vielen kleinen Linsen findet man innerhalb der Amphibolite des Öhtales südlich Längensfeld und nördlich von Sölden *Eklogite*, äußerst harte, wegen der undeutlichen Korngrenzen oft ganz dicht erscheinende Gesteine. Sie bestehen aus bläßgrünem Augit und rötlichem Granat. Die Gesamtfarbe ist hell. Augitarme Varietäten leiten über zu den sogenannten Granatfelsen.

Granitische Gesteine. Die zweite große und für die Zusammensetzung der Öhtaler Alpen wichtige Gruppe von Orthogesteinen ist aus granitischen Schmelzflüssen hervorgegangen. Solche sind an vielen Stellen und zu verschiedenen Zeiten aufgestiegen, in die ehemaligen Sedimentgesteine eingedrungen und haben sich in diesen zumeist lagerförmig, schichtparallel ausgebreitet. Auch die Amphibolite wurden von ihnen durchsetzt.

Granite sind, ganz allgemein ausgedrückt, körnige Erstarrungsgesteine aus Quarz, Feldspat und Glimmern. Die ursprünglich richtungslos-körnige Struktur aber ist meist nicht mehr erhalten. Zusammen mit den Hüllgesteinen haben die Granite eine Umwandlung ihres Gefüges und eine Änderung des Mineralbestandes erfahren. Sie haben mit der Schieferung in verschiedenem Grade das Aussehen von Gneisen angenommen. Zwischen nahezu unveränderten Graniten und stark verschieferten Gneisen sind alle Übergänge zu finden. Viele solche Gneise zeigen eine Anordnung der Komponenten zu kleinen Linsen oder Flätern (*Fläsergneise*), bei anderen treten wieder einzelne Feldspatförner durch besondere Größe wie Augen hervor (*Augengneise*). Die häufig damit verbundenen Änderungen im Mineralbestand äußern sich hauptsächlich in der Neubildung von feinschuppigem, grünlichem, *serizitischem Glimmer* auf Kosten der Feldspäte.

Schon das granitische Stamm-Magma hat sich in chemisch und mineralogisch verschiedene Teilmagmen gespalten. Die einzelnen Typen werden im folgenden nach zunehmendem Kieselsäuregehalt beschrieben.

1. **Granodioritgneis.** Das am stärksten basische Glied innerhalb der granitischen Reihe. „Basisch“ bedeutet: verhältnismäßig wenig Kieselsäure, dafür mehr Kalk und Magnesia. Es sind verschieferte Granitdiorite, bestehend aus viel Natronfeldspat (Plagioklas) und wenig Kalifeldspat, ferner aus Quarz, Biotit und Hornblende. Sie enthalten Schollen von Amphibolit, haben tiefen bei ihrem Aufdringen bereits vorgefunden, sind daher jünger.

Die Verbreitung dieser sehr widerstandsfähigen Gesteinsart ist auf die Hochedergruppe, die Berge beiderseits des Sellraintales und des äußeren Öhtales beschränkt. Das Öhtal wird von den beiden größten Lagern in ostwestlicher Richtung durchquert: zwischen Habichen und Tumpen vom Acherkogelzug, benannt nach der 3010 m hohen Pyramide des Acherkogels, dem nördlichsten Dreitausender in den Öhtaler bzw. Stubai-er Alpen. Wenig weiter südlich folgt zwischen Tumpen und Östen der Zug der Engelswand. Beide Gesteinszüge verengen auffällig das im Bereich der Schiefergneise viel breitere, offene Tal.

2. **Tonalitgneis.** Ein grobkristallines Gestein aus weißem Natronfeldspat und nie ohne Kalifeldspat, aus grauem Quarz, dunklem Glimmer und schwarzgrüner Hornblende. Verbreitung: am Plamorderstis östlich vom Reichenpaß und östlich anschließend bis zum Hennefiegelferner. Am steil aufragenden Seefogel (im Raunergrat) und dessen westoststreichender Gratschneide. Östlich des Pitztales baut es den Pustkogel auf. Am Pflerscher Pinke in der Tribulaungruppe findet man einen amphibolitischen Tonalitgneis.

3. **Biotitgranitgneis.** Zusammensetzung: Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz in gleichmächtiger Körnung. Für die Benennung war der dunkle Magnesiaglimmer (Biotit) maßgebend. Dieses Gestein ist räumlich mit den Amphiboliten eng verbunden, was oft in lebhafter Wechselagerung mit diesen zum Ausdruck kommt. Einzelne Vorkommen sind als Augengneise entwidelt z. B. bei Silz im Oberinntal, indem sie Feldspäte enthalten, die bedeutend größer sind als die übrigen Bestandteile. Manche werden bis 5 cm lang. Am Rande der Alpeiner Masse in der Stubai-er Gruppe sind die Feldspatäugen durch die starke Verschieferung flachgedrückt und ausge-

walzt. Diese Gesteinsart ist besonders in den nördlichen und mittleren Ötztaler Alpen verbreitet. Hochedergruppe, Habicht, Alpeiner Gruppe (z. B. Eisener Fernerkogel und Schrandele), Hauerkogel westlich Längenfeld, Wildgrat, Glogturmfamm (Hohes Riff), Raunergrat (besonders Schweikert und Wagespise), beiderseits Plangeroß im Pitztal, Hohe Geige, Söldner Grieskogel. Die Biotitgranitgneise bilden überall kühne, schroffe Felsgestalten, besonders wenn sie zusammen mit den Amphiboliten auftreten.

4. Zweiglimmerige Augen- und Flasergneise. Die bedeutendsten granitischen Massen der Ötztaler Alpen werden von grobkörnigen, an Quarz und an Feldspat reichen Gneisen gebildet. Der Glimmergehalt ist hier etwas geringer, hauptsächlich handelt es sich um den hellen, oft zu grünlichen, serizitischen Häuten verschmiernten Kaliglimmer (Muskowit). Im Gebiete der Franz-Senn-Hütte trifft man ausnahmsweise bläurote Feldspäte, die zusammen mit dem grünen Glimmerbelag ein recht auffallendes Gestein bilden. Die Augen- und Flasergneise sind stark durchbewegt. Sie sind jedenfalls stärker verändert als die bisher genannten Granitgneisarten. Mit fortschreitender Verschieferung werden die Augen kleiner und verschwinden allmählich. Sie werden dabei in Serizit verwandelt. In Druck- und Bewegungszone bilden sich Quarzserizitischiefer.

Die großen Linsen und die weit verfolgbar Lager halten sich deutlich an den Verlauf und an das Einfallen der Schiefergneise.

Verbreitung: Birkkogel bei Rüstai; an der Kerschspitze und bei der Mutterberger Alm in Stubai; südlich Umhausen im Ötztal; beiderseits des äußeren Pitztales (besonders Eisenspitzengruppe). In der Umgebung der Hildesheimer Hütte im Windachtal und der Braunschweiger Hütte im innersten Pitztal. Glogturmgruppe. Östlich St. Valentin auf der Haide im obersten Vinschgau. Diese großblödig zerfallenden Gneise liefern ungemein steile Bergformen. Auch in tieferen Lagen bilden sie felsige Hänge.

5. Muskowitgranitgneis. Es ist eine sehr saure (an Kieselsäure reiche), deshalb auch helle granitische Abspaltung aus dem Schmelzfluß. Das ziemlich grobkörnige Gestein ist meist noch wenig verschiefert. Der wie Perlmutter glänzende Kaliglimmer (Muskowit) als alleinige Glimmerart gab ihm den Namen. Feldspat, und zwar vorwiegend Kalifeldspat, und Quarz sind die übrigen mineralischen Bestandteile. Bei mechanischer Umformung entstehen grünliche, serizitische Muskowitgneisschiefer.

Solche Gesteine sind, mit Ausnahme des mittleren Abschnittes, in den ganzen Ötztaler Alpen als kleine Lager oder in Form von Gängen vorhanden, meist aber ohne besondere Ausdehnung zu erlangen. Am reichsten sind sie im Glogturmfamm (am Westrande der Ötztaler Gneise) entwickelt.

6. Aplite. Am Rande der Alpeiner Masse und anderer größerer Granitgneisvorkommen findet man feinkörnige, an Kieselsäure besonders reiche, ganz helle Gesteine aus Quarz und Feldspat, die meist gar keinen Glimmer enthalten. Solche Bildungen treten auch gangförmig auf. Der Strahlkogel südöstlich von Umhausen hat seinen Namen nach den hellen Adern bekommen, die wie Strahlen die dunklen Biotitischiefer und Schiefergneise durchsetzen.

7. Pegmatite. Zusammen mit den Apliten kommen extrem grobkörnige, in der Regel unverschieferte Gesteine vor, zusammengesetzt aus Quarz, großen Feldspatkrystallen und großen Muskowit tafeln. Roter Granat und schwarzer Turmalin (Schörl) sind gar nicht seltene Begleitminerale. Quarzreiche Pegmatite enthalten manchmal Andalusitkrystalle. Auch die Pegmatite durchdringen als Adern kreuz und quer die Gneise, nur größere Massen sind lagerförmig eingeschaltet.

8. Quarzgänge. Durch Abnahme des Feldspates und des Glimmers gehen die Pegmatite in die sauerste Abspaltung des granitischen Magmas, in reine Quarzgesteine über. Solche Quarzgänge waren die Fundstätten der weltberühmt gewordenen und in viele Sammlungen gewanderten, bis zu 2 dm langen Andalusitkrystalle und der in Pinit umgewandelten Cordierite. Fundstellen für Andalusit: Eisens und Pragmar im Sellrain; an der Südseite des Hauerkogelzuges (Sulzkogel usw.); auf der Loibitzalm im Pitztal; auch am Habicht. — Fundplätze für Cordierit: Am Gelgenfamm zwischen Ötztal und Pitztal, und zwar südlich vom Loibitzkogel. Auch im Sulztal und im Winnebachthal östlich Längenfeld.

Ganggesteine:

Diabas. Gänge einer diabasischen Gesteinsart kommen im Bereiche der Ötztaler Gneise vielenorts vor. Die bis über 1 km langen und höchstens 40 m breiten Lagergänge folgen meist dem Verlauf der kristallinen Schiefer, indem sie den Schieferungsflächen parallel eingeschaltet sind.

Nur vereinzelt sind sie als echte Gänge auch quer zur Gesteinsstruktur aufgestiegen. Es sind dichte oder feinkörnige, aus Plagioklas und Hornblende zusammengefezte Gesteine.

Mit dem Empordringen dieser Ganggesteine stehen mehrere Erzvorkommen am Westrande der Östaler Masse in Zusammenhang. Am bedeutendsten ist der „Bergbau Lößens“ im Glos-haus-Gebiet östlich Pfunds, einer der höchstgelegenen in den Östalpen mit Stollen bis in 2800 m Höhe. Die Erzlösungen, aus denen hauptsächlich silberhaltiger Bleiglanz und etwas Zinkblende ausgeschieden wurde, waren z. T. den durch die Intrusivgesteine vorgezeichneten Wegen gefolgt.

Andere basische Ganggesteine enthalten Quarz (Quarzdiabas) oder viel braune, nicht umgewandelte Hornblende (Proterobas).

Am Zungenende des Gepatischferners findet man Geschiebe von graugrünen Gesteinen, die weiße, bis 1 cm lange Einsprenglinge von Labrador-Feldspat enthalten. Diese Gesteinsart heißt Labradorporphyr oder Diabasporphyr.

Außer diesen basischen Gängen kennt man von der Elferspitzgruppe (südlich des Reschenpasses) auch saure, granitische Gangbildungen, die noch jünger sind.

Die Rössler¹⁾ Bimssteine:

Eine ganz eigenartige Spaltenfüllung in der Nähe des Weilers Rössels im Östale hat besonders in neuerer Zeit die Geologen viel beschäftigt. Seit mehr als 80 Jahren kennt man von dort grobporige „Bimssteine“, die nur aus einer verhältnismäßig jungen Gesteinschmelze erstarrt sein können.

Die Ansichten über die Entstehungsursache haben sich in den letzten Jahren geteilt (Vulkanismus, Aufschmelzung durch Gase, Meteoreinschlag). Die Spaltfüllung, 350 m nordöstlich der Rössler Kirche, ist als Naturdenkmal geschützt.

b) Die jüngere Schichtfolge über dem kristallinen Grundgebirge

Das Östaler Gneisgebirge wird im Osten und im Westen von Inseln jüngerer Schichten überlagert, die dem Erdmittelalter (Mesozoikum) angehören. Im Osten bestehen die Ralkfögel, der Serleskamm, die Tribulau Gruppe und ein paar ganz kleine Reste im Süden daraus. Im Westen bauen gleiche oder zumindest ähnliche Gesteine den Jaggl oder Endkopf bei Braun auf und jenseits des Reschenpasses die Engadiner Dolomiten mit dem Piz Lad als nördlichsten Vorposten. Daß diese beiden 60 km voneinander entfernten Vorkommen einst zusammenhingen, daß also auch im zwischenliegenden Gebiete die jüngere Bedeckung vorhanden war, wird wohl vermutet, kann aber nicht bewiesen werden.

Das Auflagerungsverhältnis auf den kristallinen Schiefern ist im großen ganzen noch das ursprüngliche. An vielen Stellen ist aber die Grenzfläche nicht mehr ungestört, sondern durch kleine Verschiebungen kompliziert.

Auch diese jüngeren Schichten sind in verschiedenem Grade metamorph, verändert, was sich besonders in dem Vorhandensein von Glimmerfasern und in der Marmorisierung der Kalkgesteine kundtut. Die Organismenreste wurden dabei teilweise zerstört.

Die Reihe dieser jungen Schichten beginnt mit groben Ausarbeitungsprodukten von ungleichmäßiger Verbreitung und wechselnder Mächtigkeit. Es sind zu unterst verschieferte Quarzkonglomerate, darüber zu Quarziten umfraktillierte Quarzsandsteine, grüne und violette, serizitische Schiefer und Serizitphyllite. Die ganze Folge wird als „Verrucano“ (nach der Burg Verruca bei Pisa) bezeichnet. Sie bildete sich an der Wende vom Erdaltertum zum Erdmittelalter.

Am Hohen Burgstall, nördlich Neustift im Stubaital, sind die Konglomerate ungleichmäßig verteilt. Es handelt sich um feinschuppigen Eisenglanz und um eingesprengte Magnetitfraktale. Schon vor mehr als hundert Jahren wurden die ersten Schürfsversuche unternommen. Ein alter Bergbau bestand auch oberhalb Plöven bei Gulpmes.

¹⁾ „Rössler“ entspricht nicht dem Sprachgebrauch.

Nach oben wird das Gesteinskorn feiner, es stellen sich helle, bräunlich anwitternde Sandsteine (Bunt sandstein) ein, die der älteren Triaszeit entstammen.

Darüber erscheinen dunkle, in Bänken abgesetzte Kalk, manchmal von weißen und rötlichen Adern durchzogen, zum Teil mit Hornsteinknollen und -überzügen, ferner Dolomite, löcherige Kalksteine (Rauhmaden) und Gips. Sie entsprechen im Alter dem Muschelkalk der mittleren Abteilung der Triasformation. In diesen Ablagerungen fanden sich am Pfriemestöpsl (Nordostende der Kalkkögel) und am Piz Lad deutliche Organismenreste.

In den Stubai Kalkalpen folgen als nächst jüngeres Schichtpaket graue Mergel und bräunliche, metamorphe, leicht spaltbare Mergelschiefer, die in Anlehnung an die nordalpine Trias allgemein als Partnach-Schichten bezeichnet werden. Trotz der eingetretenen Veränderung gelang es, in ihnen unterhalb der Pfriemestwand Fossilspuren zu finden, in neuester Zeit auch für die Altersfeststellung entscheidende Ammoniten.

Auf diesen grauen Schlammsschichten hat sich helles, reines Kalk- und Dolomitgestein abgelagert. Aus solchem zum Teil kristallinem „Wettersteindolomit“ (gleich alt mit dem Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen) besteht die Pfriemestwand, der untere Teil des Imppferstein und der Hohe Burgstall, der Elferspitz südlich Neustift. Ferner der von Schutthalde verkleidete Unterbau des Serleskammes und der Tribulaune, die Weißwandspitze im innersten Pflerschtal und der Dolomitfodel der Telfer Weißen westlich Gossensak. Auch die eingefalteten Dolomite der Schneeberger Weißen, der Moarer Weißen und der Gürtelwand im Schneeberger Gebiete gehören hierher. Sie lassen trotz starker Umkristallisierung noch deutlich die Reste von Seelilien erkennen. Schließlich ganz im Westen der Jaggl und der Piz Lad. Der Wettersteindolomit ist der erste, tiefere Hauptfelsbildner innerhalb der jüngeren Auflagerung.

Darüber breiten sich die dunklen Tonschiefer, Kalk, Dolomite, Dolithe, Sandsteine und Breccien der Raibler Schichten. Auch Rauhmaden und Gips sind bekannt. Diese Leitschichten dienen als Anhaltspunkt für die Gliederung der ganzen Gesteinsfolge. Die meisten Gesteinstypen sind umkristallisiert, die dunklen Tonschiefer wurden zu Glanzschiefern, die Sandsteine zu Quarziten verändert. Der Grad der Kristallisation nimmt nach Süden hin zu. Südlich des Schmidales trifft man dunkle Schiefer mit neugebildeten, quergestellten Biotiten.

Die Raibler Schichten sind wie in den Kalkalpen so auch hier ein wasserspeichernder Horizont, der die unterlagernden Schichten vor Abtragung schützt und Gefirne entstehen läßt (Pfriemestwand). Sie bewirken eine Unterteilung der mächtigen, scheinbar einheitlichen Dolomitmasse dieser Berge, über ihnen folgt als zweiter, jüngerer Felsbildner der Hauptdolomit. Er ist ein graues, hell anwitterndes Gestein, meist auch etwas verändert, zum Teil marmorisiert und von Glimmeranhäufungen durchzogen. Außer sämtlichen Gipfeln der Kalkkögel baut er die Imppitzen und die steilsten Teile des Serleskammes, des Blaser, die Wände der Tribulaungruppe und die Gipfelpartie der Telfer Weißen auf. Wegen seiner großen Verbreitung in der Tribulaungruppe wird er auch „Tribulaundolomit“ genannt.

Im Serleskamm und in der Tribulaungruppe stellt sich als jüngstes Sediment der Triasformation eine dunkle, mehrere hundert Meter mächtige, als Röhner Schichten bezeichnete Gesteinsfolge ein: dunkelgraue und bräunliche Kalk, voll von zerbrochenen Muschelschalen, ferner bunte Kalk- und Tonschiefer. Einige Glieder sind metamorph geworden, zu Glimmerkalken, gebänderten Marmoren und sogar Phylliten.

Von der Reßelspitze (Huhl) und von der Wasenwand, beide im Serleskamm, kennt man noch jüngere, bereits der Jura-Formation angehörende Gesteine und man vermutet solche auch am Tribulaun. Rote Kalk (Adnether Schichten — Lias) enthalten an der Reßelspitze verquetschte, zum Teil große Ammoniten und auch Belemniten. Röt-

liche und grünliche, kieselige Schiefer und Hornsteinschichten an der Wasenwand deuten auf Oberen Jura.

Alles in allem ist diese kalkreiche permisch-mesozoische Bedeckung des kristallinen Untergrundes der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen ähnlich, großenteils stimmt sie damit überein. Der Hauptunterschied besteht in der jedenfalls nachtriadischen, als Metamorphose bezeichneten Gesteinsumwandlung, die von Norden nach Süden merklich zunimmt. In den Kalkfögeln sind es nur verhältnismäßig schwache Anzeichen, weiter im Süden ist die Kristallisation viel stärker.

Im Landschaftsbilde kommt der Gegensatz der hellen Farben und schönen, kühnen Felsgestalten zu dem dunklen sanften Schiefergneisgelände wirkungsvoll zur Geltung. Nicht mit Unrecht vergleicht man die Stubai Kalkalpen mit den Südtiroler Dolomiten. Gar manches erinnert in der Tat auch im einzelnen an die Schönheit der Südlichen Kalkalpen. Dank der flachen Schichtenlagerung kommt fast überall eine Einrierung der Wände zustande.

Quarzphyllit und Carbon über der Tribulaun-Trias

Am Ostrande der Ötztaler Gneise liegen auf dem Dolomit der Tribulaungruppe wieder ältere Gesteine. Sie sind zweifellos durch eine gewaltige Schubbewegung über die jüngeren Schichten zu liegen gekommen. Das Verbreitungsgebiet dieser Schubmasse reicht vom Gschnitztal bis an die Südseite der Brennerberge.

Zur Hauptsache sind es, besonders im südlichen Abschnitt, „Quarzphyllite“. Zusammen mit ihnen kommen im Gebiete des Steinacher oder Nöhlacher Joches graue, braun anwitternde, mit Brauneisenkrusten überzogene Dolomite („Eisendolomite“) unbekannter Alters vor, die örtlich eine gelbbraune, grobspätige, als Magnesit beschriebene Neubildung enthalten.

Zwischen den Tälern Gschnitz und Obernberg erscheinen in den Bergwiesen und in der Rammregion helle, aus Quarzgeröllen zusammengesetzte Konglomerate und grobe, graue Quarzsandsteine mit brauner Verwitterungsrinde; ferner braune und schwarze, feinkörnige Sandsteine und Schiefer, beide mit viel hellem Glimmer.

In den Sandsteinen und in den Schiefen gibt es bestimmte Lagen, die reichlich Abdrücke und Abgüsse von Pflanzen enthalten: Reste von baumförmigen Schachtelhalmen, von Schuppenbäumen und Siegelbäumen (Bärlappverwandte), sowie vortrefflich erhaltene Farnblätter. Die Untersuchung dieser Pflanzengesellschaft ergab als Alter höheres Oberkarbon wie bei Ottweiler im Saarland.

Dunkle, kohlige Zerfallsprodukte wurden früher von den Bauern als „Nöhlacher Erde“ (Farberde) gewonnen. Auch mehrere übereinander liegende Kohlenflöze wurden angeschürft.

Das unten dicht bewaldete und bis zu höchst üppig begrünte, sanftgeformte Bergland bietet ein herrliches Schigelände.

Die pflanzenführenden Schichten zwischen Gschnitz und Obernberg sind das einzige sicher festgestellte Vorkommen der Steinkohlenformation in den westlichen Zentralalpen. Die gleiche Gesteinsfolge trifft man 180 km weiter östlich im Gebiete der Stangalpe (Turrach) wieder.

Der Schneeberger Gesteinszug

An den Bereich der Ötztaler Gneise schließt sich im Südosten eine viel kleinere regionale Einheit an, die eine Sonderstellung einnimmt. Sie läßt sich als langer, schmaler Zug aus dem Eisacktal zwischen Gossensaß und Sterzing in flachem Bogen über Inner-Ridnaun, den Schneeberg, von dem der Name stammt, über Rabenstein im innersten Passeier, weiterhin als Gurgler Ramm in die Tegelgruppe nordwestlich Meran verfolgen.

Es sind an sich dieselben mineralreichen Gesteine wie jene, die östlich des Brenner als „Untere Schieferhülle“ über dem Zentralgneis der Zillertaler Alpen und der Hohen Tauern liegen. Ursprünglich waren es Sedimente, deren Alter man aber nicht zu bestimmen vermag. Das gleiche Ausgangsmaterial hat in beiden Gebieten das gleiche Schicksal erfahren. Man darf aber den Schneeberger Zug nicht einfach als Fortsetzung der Hohen Tauern auffassen, denn die Gesteine der Unteren Schieferhülle sind hier in ein anderes geologisches Niveau, gleichsam in ein höheres Stockwerk gerückt.

Die vorherrschende Gesteinsart, graue Granatglimmerschiefer und Granatphyllite, baut den nordwestlichen Teil auf. Eingelagert sind schmale Züge grobkristalliner Hornblende und Hornblendegarbenschiefer, gleich den Greiner-Schiefen der Zillertaler Alpen. Büschel von Hornblende auf den Schieferflächen kommen auch am Rande einer mächtigen Amphibolitmasse am Granatenkogel vor. Als auffälligste Einschaltung bringen helle Marmorzüge durch ihr Weiß in die dunkelgrauen Berge lebhaftes Abwechselung. Aus solchen Lagern stammen die hellen Gesteine, die man z. B. südlich Gurgl im Vorfelde der Gletscher allenthalben antrifft. Im Marmor findet man gelegentlich Anhäufungen eines hellgrünen Minerals, es ist Chromglimmer (Fuchsit). Bekannte Fundplätze für die regelmäßigen, bis faustgroßen, aber meist trüben Ötztaler Granate sind das Gebiet des Rotmoos- und des Gaisbergferners, die Granatenwand und der Granatenkogel südlich Gurgl. Die Herausbildung dieser und anderer neu entstandenen Mineralien geht auf einen späteren Kristallisationsvorgang zurück. Druck, Temperatur und Stoffzufuhr aus einem nahen Magmaherd haben diese nach den Verhältnissen in den Tauern sogenannte „Tauernkristallisation“ bewirkt.

Gegen das Innere des Schneeberger Zuges folgt ein stark wechselnder Streifen aus Kalkglimmerschiefen, Marmoren (am Kirchenkogel sehr deutlich), aus Amphiboliten, Hornblendegarbenschiefen und Granatglimmerschiefen.

Daran schließt — besonders im Gebiete der Hochwilde — ein Streifen granatarmer Schiefer an, in denen schmale, aber weit verfolgbare, gelbliche Quarzite und dunkle Amphibolitlagen auftreten.

Den südöstlichen Teil nehmen Granat und Biotit führende Schiefer ein. In ihnen stehen die mächtigsten, bis 100 m dicken, zum Teil durch Faltung wiederholten Marmorlagen. Sie liefern das weithin leuchtende Gipfelgestein der Hohen Weiße (die davon ihren Namen hat) und des Lodner. Amphibolite sind ihre Begleiter. In Ratschings, westlich Sterzing, wurde daraus früher der grobkörnige „Sterzinger Marmor“ gebrochen, der für Denkmäler und für einfache Steinmeharbeiten vielseitige Verwendung fand.

Die hellen, von ihrer dunklen Umgebung deutlich absteckenden Dolomiteinschlaltungen der Schneeberger Weißen, der Moarer Weißen und der Gürtelwand zählen nicht zu den vielen anderen Kalkmarmorvorkommen, sondern sind eingefaltete Schollen von Tribulaun-Gesteinen, gehören demnach geologisch zum Verbands der Ötztaler Gneise bzw. deren jüngerer Auflagerung.

Am Nordrande des Schneeberger Gesteinszuges befindet sich die bekannte Erz-lagerstätte. Silberhaltiger Bleiglanz und in neuerer Zeit hauptsächlich die früher nicht verwertete Zinkblende wurden in diesem alten, noch bis zum Jahre 1931 betriebenen Bergbau gewonnen. Seine Blütezeit fällt in das Ende des 15. Jahrhunderts, dann trat allmählich der Verfall ein. Erst 1871 wurde der Bergbau wieder aufgenommen.

Schneeberg war auch ein berühmter Fundort für die verschiedensten Mineralien. Höchst umständlich war die Bringung der Erze aus diesem entlegenen Bergbau in 2200 m Meereshöhe. Durch den 730 m langen Raindlstollen (Tunnel), der den eigentlichen Schneeberg unterfährt, und über sieben Bremsberge wurde das Fördergut zur Aufbereitungsstätte Maiern im innersten Ritschnaun geschafft, von hier auf einer eigenen Erzstraße unter Einschaltung eines achten Bremsberges nach Mareit und schließlich wiederum auf der Straße zum Bahnhof Sterzing.

Das Landschaftsbild des Schneeberger Zuges beherrschen die vielen lang hinziehenden Marmoreinschlachtungen, die aus den dunklen, leichter verwitternden Glimmerschiefern als helle Bänder, Steilsufen und Gipfelbildner hervortreten. Das kalkige Substrat läßt hier das Edelweiß stellenweise reichlich gedeihen. — Die Steilstellung der Schichten bewirkt, daß die quer zum Gesteinstreichen verlaufenden nördlichen Seitengräte des Gurgler Rammes ähnlich wie in manchen Tauerngebieten sägeartig gezähnt sind.

Kalkphyllite

Diese in den östlicheren Zentralalpen als Obere (äußere) Schieferhülle des Tauerngneises weitverbreiteten Gesteine sind westlich der Brennerfurche nur in einem schmalen Streifen zwischen Steinach und Sterzing und am Gostjochl (zwischen Taufental und Ratschinges) erschlossen.

Die Hauptgesteinsart sind aus kalkig-tonigen Sedimenten entstandene, stark durchgeknetete Kalkphyllite. Glieder ganz verschiedenen Alters (Trias, Jura) sind in ihnen vermischt. Im allgemeinen ist es ein braun anwitterndes, brüchiges, fruchtbares Gestein.

Die „Alten Gneise“ der südöstlichen Ötztaler Alpen

Den Südostrand nehmen wieder altkristalline Gesteine ein. In der Gegend von Mauls noch ganz schmal, verbreitert sich der Streifen westlich des Eisack zusehends und umfaßt schließlich das ganze Areal vom Schneeberger Zug bis hinunter nach Meran. Beiderseits des Etschtals zieht er dann gegen Westen.

Es ist eine ähnliche, zum Teil gleiche Gesteinsgesellschaft wie im Bereich der Ötztaler Gneise. Auch hier überwiegen wieder Paragneise (Schiefergneise und schuppige Biotitgneise). Aus ersteren gehen Glimmerschiefer hervor, denen nachträglich aus Schmelzflüssen Stoff zur Feldspatnotenbildung zugeführt wurde. Eine andere, in schmalen Zügen verbreitete Art sind durch Gebirgsbewegungen in Störungszonen geschaffene Phyllitgneise mit grünlichem, ferizitischem Glimmer.

Eine von den Gneisen schwer trennbare, mit ihnen eng verbundene und oft innig verwobene Gruppe hat man nach Laas im Vinschgau als „Laaser Schichten“ bezeichnet. Sie enthalten helle, rein weiße, ziemlich wetterbeständige und für Bildhauerarbeiten trefflich geeignete Kalkmarmore, weltbekannt als „Laaser Marmor“.

Zu den Laaser Schichten gehören auch mineralreiche Muskowitglimmerschiefer mit großschuppigen Glimmern, mit kleinen Granaten und mit Staurolith, ferner Turmalin, Charnit, Hornblende und Biotit, deren Aukristallisierung („Laaser Kristallisation“) zum Teil auf das Eindringen pegmatitischer Wädr zurückgeht.

Eine andere, aber dunklere Glimmerschieferart, die sich von Schluderns nach Osten erstreckt, enthält viel Biotit und etwas Feldspat, stellenweise auch Granat und Staurolith. In dieser Zone stecken die vielen kleinen Marmorlager an den sonnseitigen Hängen des Vinschgaues.

Am Rande werden manche Glimmerschieferzüge, besonders in Passeier, von Amphiboliten, teilweise von Granatamphiboliten (mit großen Granaten) begleitet. Es sind hornblendereiche und an Feldspat arme, daher dunkle Gesteine.

In den Paragneisen und in den Glimmerschiefern sind ferner granitische Gesteinsarten verbreitet. Eine mächtige Masse von grobkörnigem Biotitaugengneis zieht von der Mündung des Schnalser Tales bis zum Ischigot in der Tegelgruppe nordwestlich Meran. Zweiglimmerige Augen- und Flasergneise treten besonders östlich von St. Martin und St. Leonhard in Passeier auf.

Sauerste (an Kieselsäure reichste) Wpaltungen des granitischen Schmelzflusses sind, von Schluderns bis zum Schnalser Tal, grobkörnige pegmatitische Wänge, Tur-

malinpegmatite, die weiter im Osten viel seltener werden. Nördlich Meran lieferten die große *Beryl*-Kristalle. Auffällig werden diese vielen Pegmatitgänge im südwestlichen Teile des Gebietes, wo sie als helle Bänder durch die dunklen Schiefer ziehen.

Die über 3000 m hoch aufragenden südlichsten Teile der Ötztaler Alpen dachen wegen der großen Höhen Differenz (im Verhältnis zum kurzen Horizontalabstand) mit steilen Hängen zu ihrer Erosionsbasis, gegen das Etschtal hin ab. Im Bereiche der leichter zerstörbaren Schiefergneise, Phyllitgneise und Glimmerschiefer sind die Bergformen sanfter, in der festen Granitmasse des Etschgot Schroffer. Die zweiglimmerigen Augen- und Flasergneise verraten sich durch ihre rauen Felsformen und durch den groben, blodreichen Schutt.

Der Quarzphyllit im Norden

Am Nordrande der Ötztal-Stubaier Alpen taucht — oberflächlich mehrmals unterbrochen und bergsteigerisch ohne Wichtigkeit — Quarzphyllit auf: in der Sillslucht südlich Innsbruck, dann wieder am Fuße der Hochedergruppe, wo die Ötztaler Masse am weitesten nach Norden vorspringt, endlich von der Mündung des Ötztals als Landerder Phyllitzone, gegen Westen an Breite zunehmend.

Es ist ein graues oder grünliches, von Quarzbändern durchzogenes Gestein, dessen glimmerreiche Schieferblätter wellig oder gefaltet sind. Ursprünglich war es ein *Sediment* aus Quarzsand und Ton, durch Metamorphose ist zuerst ein hochkristalliner Schiefer (z. B. granatreicher Glimmerschiefer) daraus geworden. Die nachfolgende Durchbewegung hat die Bestandteile zu Blättern ausgemäht und verschmiert. Zuletzt wurde das Gestein noch im kleinen gefaltet. Dieser Vorgang war schon im jüngeren Erdaltertum beendet.

Der Glimmerreichtum und die Zerklüftung begünstigen den Zerfall und die chemische Zersetzung. In die im allgemeinen gerundeten Bergformen sind nicht selten steile, schuttrreiche Bachläufe eingeschnitten. Steilhänge neigen zu Rutschungen.

Das Gebiet der Bündner Schiefer

Zwischen der Pontlacher Enge nördlich Prus und Urdez im Unterengadin wölben sich unter den Gneisen der Ötztaler und der Silvretta-Alpen beiderseits des Inn die *Bündner Schiefer* empor, die nach ihrem Hauptverbreitungsgebiete Graubünden benannt sind.

Es sind in verschiedenem Grade *veränderte Sedimente* aus dem Erdmittelalter, wobei sich eine merkliche Zunahme der Metamorphose vom Westen (Schweiz) nach Osten (Tirol) zu erkennen gibt, was sich auch im Erhaltungszustande der wenigen Organismenreste auswirkt.

Der ganze Schieferkomplex gliedert sich in zwei Schichtreihen: in die unten liegenden *Grauen Bündner Schiefer*, deren ehemals kalkig-tonige Schichten zu grauen Kalkglimmerschiefern, bzw. deren Tonstiefer zu phyllitischen Schiefern verändert wurden; und in die darüber folgenden *Bunten Bündner Schiefer*, die durchwegs kalkig sind (Kalkstiefer, Kalkphyllite, kalkige Tonstiefer).

Im Bereiche der Bündner Schiefer zeigt die *Landschaft* ein ganz anderes Bild als im umgebenden Gneisgebirge. Das oberhalb Lander recht schmale Innthal weitet sich nach dem Verlassen der Pontlacher Enge taleinwärts auffallend. Der Talboden wird breit und flach, läßt für größere Siedlungen Platz. Die Gneise treten zurück und beherrschen nur mehr die Gipfelregion. Dafür schaltet sich annähernd symmetrisch zu beiden Seiten des Inn eine viel niedrigere Stufe von steilgeböschten, oberseits flachen Vorbergen ein. Aus Grauen Bündner Schiefern bestehen diese von Schrofen durchsetzten Steilhänge gegen das Innthal. Die dichte Bewaldung in tieferen Lagen wird über der Waldgrenze von Grashängen (Bergmähdern) abgelöst. Die günstige Mischung von

Kalk- und Tonsubstanz ist dem Pflanzenwuchs sehr förderlich. Dementsprechend ist auch die Flora reich (Edelweiß).

Weil die Bunten Bündner Schiefer rascher verwittern, sind ihre Formen sanfter, flacher. Stumpfe Rücken und Ruppen schaffen eine wellige Landschaft mit guten Umböden.

Der leichte Zerfall begünstigt aber auch die Bildung von Muren. So hat die berühmte „Fendler Mur“ im Jahre 1874 den Inn unterhalb Ried gestaut, worauf sich dieser mitten durch die Felder ein neues Bett grub.

Der Bau der Östal-Stubaier Alpen

In den nördlichen, mittleren und südwestlichen Teilen verlaufen die Gesteinszüge in west-östlicher Richtung als *Falt en b a u* aus riesigen Einbiegungen (Mulden) und dazwischenliegenden Aufwölbungen (Sätteln). Die Faltungssachsen sind annähernd *w a g r e c h t* (vgl. Figur A). Innerhalb dieses Großfaltentwurfes kann man auch kleinere Faltelemente erkennen. Die größte Mulde liegt in den südlichen Rührtaier und Sellrainger Bergen. Ihre Achse verläuft aus dem Östal in der Richtung Gubener Hütte—Neue Pforzheimer Hütte—Pragmar—in die Gegend der Adolf-Pichler-Hütte.

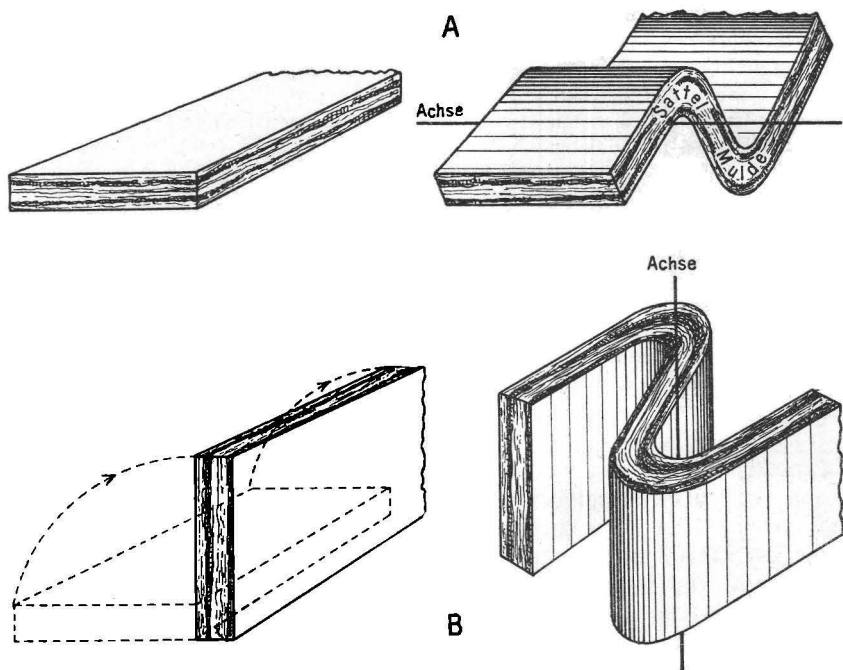
In diesem Bereiche treten mächtige granitische und amphibolitische Intrusivmassen auf. Sie schmiegen sich in der Regel dem herrschenden Strukturverlauf (West—Ost) an. Ausnahmen machen z. B. das Granitmassiv der Alpeiner Gruppe, das wie ein starrer Fremdkörper die schmiegsamen Schiefer seiner Umgebung zum Ausweichen zwingt, und der Granodiorit des Achkogels, der sich 1 km weit nach Norden über die Schiefergneise vorgeschoben hat.

Dieser *fl a c h a c h s i g e F a l t e n b a u* reicht gegen Südosten bis zur Linie: Weißfugel—Mittelberg im obersten Pöstal—Sölden im Östal—Ranalt im innersten Stubai, welche zugleich ungefähr die Südgrenze der für die nördlichen Östaler Alpen charakteristischen Orthogneisszüge ist.

Südöstlich von dieser Linie folgen Schieferberge mit zwar nur mehr schmalen Granitgneis- und Amphiboliteinschlüssen, die aber trotzdem viele Kilometer weit verfolgt werden können und dadurch in neuerer Zeit zur Aufdeckung eines ganz eigenartigen Gebirgsbaues geführt haben: im Gegensatz zur flachachsigen Faltung des nördlichen Gebietes herrschen hier Faltungen mit steil bis vertikal *s t e h e n d e n A c h s e n*, bei ganz verschiedenem Verlauf der Falten. Die vermutlich auch hier früher West-Ost gerichteten Gesteinszüge wurden zuerst steil gestellt und sind erst dann durch seitlich einwirkende Kräfte zu großen *S c h l i n g e n* verbogen und zusammengeschoben worden (vgl. Figur B), zu großen, enggepreßten, 10 und mehr Kilometer langen Faltenzügen. An den Umbiegungsstellen kam es zu starken Verfaltungen im kleinen, was besonders durch die Verflechtung heller und dunkler Gesteine auffällig wird. Bei den jüngeren Gebirgsbewegungen verhielt sich das versteifte Schlingengebäude als starre Masse.

Die deutlichste ist die ostwestlich zusammengepreßte „Venter Schlinge“, die sich nach Nordosten in die „Stubai Schlinge“ fortsetzt. Im Westen grenzt die „Mittelberg-Schlinge“ an. Der Marzellkamm bildet die Mittellinie der „Marzell-Schlinge“. Westlich liegen die „Hochjoch-“ und die „Vernagt-Schlinge“. Im äußeren Schnalstal und auch im Matfcher Tal wiederholt sich der Schlingenbau.

Der auf den altkrystallinen Gesteinen liegende und zwischen sie eingeschlossene Schneberger Gesteinszug zeigt komplizierten *M u l d e n b a u*. Seine Gesteine entsprechen vollkommen der Unteren Schieferhülle in den Tauern, bilden aber keineswegs ihre westliche Fortsetzung. Sie sind in die altkrystallinen Schiefer von oben her eingefaltet und mit diesen durch einen von Nordwesten kommenden Schub nach Südosten umgelegt. Die Muldenform ist z. B. durch einen sichtbaren Muldenschluß in einer Marmor-Umbiegung an der Hochweisse im obersten Zietal (Ziegelgruppe) angedeutet. Der bogenförmige Verlauf geht auf die spätere Knickung des Alpenbogens zurück.



Figur A. Verbiegung eines flachliegenden Gesteinszuges zu Falten mit flacher Achse
Baumweise der nördlichen Östaler Alpen

Figur B. Aufstellung und Verbiegung eines Gesteinszuges durch seitlich einwirkende Kräfte zu Schlingen mit vertikaler Achse. Baumweise der mittleren Östaler Alpen

In der Fegelgruppe ist auch der Schneeberger Zug in die Schlingenbildung einbezogen worden. Hier war es, wo als Erster Prof. B. Sander Faltungen mit vertikalen Achsen festgestellt und beschrieben hat, Dr. D. Graf Schmidegg hat diesen Strukturtypus dann mit Unterstützung durch den D. u. S. A.-V. weiter verfolgt und studiert. Seither ist ähnlicher Schlingenbau auch aus anderen Östalpengebieten bekannt geworden.

An der im übrigen ziemlich scharfen Nordwestgrenze des Schneeberger Gesteinszuges liegen südlich vom Bozer auf den Schneeberger Gesteinen wieder Östaler Gneise und darüber folgen nochmals Schneeberger Gesteine, die teilweise mit dem Hauptzug zusammenhängen. Schneeberger Gesteine liegen auch auf der Trias der Schleierwand westlich von Gossensäß.

Als Fortsetzung des Schneeberger Zuges gegen Westen kommen neben Marmor und anderen Gesteinen Granatphyllite unter den Biotitglimmerschiefern westlich des Schnalser Tales in Betracht. Allem Anschein nach wurden sie aufgeschoben und dann von oben her eingefaltet.

Die im Südosten angrenzenden „Alten Gneise“ biegen aus dem westöstlichen Verlauf der Gesteinszüge des unteren und mittleren Vinschgau in der Meraner Gegend und östlich des Passier-Tales nach Nordosten ab.

Das Auflagerungsverhältnis der Kalk- und Dolomitbedeckung auf den steilgestellten kristallinen Schiefer des Grundgebirges ist, abgesehen von Verschiebungen, Verschuppungen und teilweisem Schichtverlust an der Basis, im großen ganzen noch das ursprüngliche. Keinesfalls sind diese jungen Schichten weit hergeschoben worden.

Die Kalkfögel bilden eine flache Mulde mit nach Osten sinkender Achse, so daß ihre Unterlage im Westen (am Seeßöhl) um 1000 m höher liegt als im Osten. An einer auch landschaftlich

auffallenden, zu einer tiefen Kerbe (Hals) ausgearbeiteten Bruchzone erscheint die Saile oder Nockspitze gegenüber dem Ampferstein um mindestens 400 m gehoben. Kleine Brüche und Klüfte haben die Herausbildung der Wände, Türme und Nadeln aus der starren Schichtmasse begünstigt.

Ähnlich flach wie in den Kalkfögelu sind die Lagerungsverhältnisse im Serleskam m. Der zwischen beiden liegende Dolomitgipfel des Elferpitz zeigt eine früher viel größere Ausdehnung der Stubai Kalkalpen an. Wafenwand, Kalbenjoch und Blaser sind kompliziert gebaut. Deutlich erkennt man das Ansteigen der ganzen Schichtfolge gegen Westen. Nicht nur die Auflagerungsfläche, auch die geologischen Achsen des Grundgebirges steigen nach Westen an.

Südlich des Gschnitztales verbergen sich die Triasgesteine zunächst unter den aufgeschobenen Phylliten und Carbonablagerungen des Nöflacher (= Steinacher) Joches und der Berge südlich des Obernbergtales. Nördlich von Gossensäß sieht man deutlich die dunkle Auflagerung über dem bleichen Dolomit. Nach Südwesten hingegen hebt sich letzterer in großer Mächtigkeit heraus und bildet die gewaltige, kühn gestaltete Tribulaungsgruppe. Westlich von ihr erheben sich wiederum zwei frei emporragende Dolomitberge: die Garflerin und die kleine, am Grundgebirge scharf abschneidende Weißwandspitze im innersten Pflerschtal.

*

Die Ötztaler Gneise bilden zusammen mit ihrer Trias- und Jura-Auflagerung eine große, auf fremden Grund aufgeschobene Schubbmasse. Am Westrande greifen sie über die jungen Schichten der Engadiner Dolomiten vor. Die Grenz- und Bewegungsfläche setzt mit Quetschzonen bereits an den sonnseitigen Hängen im Winklsgau ein. Oberhalb Schluderns zieht sogar eine deutliche Störungsfläche durch. Wenige Kilometer nordwestlich beginnt jenseits des Etschtales bei Schleis die „Schliniger Überschiebung“. Längs einer Linie, die über Schlinig zur Alten Pforzheimer Hütte zieht, sind Ötztaler Schiefergneise und Amphibolite flach auf die Granitgneise der Münsertaler Alpen geschoben. An der Grenzfläche sind Kalk- und Dolomitschollen eingeklemmt. Diese Störungsfläche setzt sich dann über den Schlinigpaß längs des Schweizer Grenzflusses in flachem Bogen nach Norden fort. Überall tauchen die Trias- und Jura-Gesteine der Sesvennagruppe unter die kristallinen Schiefer. Diese sind gegen Westen und Nordwesten auf flacher Schubbahn vorgeedrungen. Die Ötztaler Alpen geologischen Sinnes reichen also über den Reschenpaß und über den obersten Etschlauf noch ein gutes Stück gegen Westen.

Im Nordwesten liegen die Ötztaler Gneise auf den beiderseits des Inn unter einem geschlossenen Gneisrahmen sich emporkrümmenden Bündner Schiefer. Weil man hier im untersten Engadin und im tirolischen Oberinntal von Ardez bis Prutz gleichsam wie durch einen riesigen Fensterrahmen diese viel jüngere Gesteinsserie erblickt, spricht man in der Alpengeologie vom „Untere ngadiner Fenster“. Die Bündner Schiefer fallen überall steil, manchmal auch mit wellig verbogener Fläche, unter die Gneise hinein. Beim Aufschieben wurde die Randzone der Gneise zerklüftet und gespalten. An solchen vorgezeichneten Stellen sind dann die Diabase und Erzlösungen aufgestiegen. Deshalb findet man gerade hier am Ötztaler Gneisrand eine auffällige Häufung von Diabasgängen und zum Teil baumwürdigen Erzlagerstätten. Die Ost-West streichenden Gneise wurden auch hier wieder von der Schubbahn schräg abgeschnitten. Teilweise haben sie sich aber dem Nordostverlauf der Störungsfläche angepaßt.

Von Nauders an läuft der Ausstrich der Überschiebung hoch über dem Inntal, weshalb nur die Rämme und Gipfel aus Ötztaler Gneisen bestehen, alles Tiefland aber, soweit erschlossen, von Bündner Schiefer aufgebaut wird. Das äußere Raunertal bildet den tiefsten Einschnitt in die Grenzzone. Am Raunerberg, am Nordostende des Engadiner Fensters, verschwinden zwar die Bündner Schiefer, die Schubfläche setzt sich aber unabhängig vom Gesteinswechsel fort, wieder ein Zeichen, welche übergeordnete Rolle ihr im Gebirgsbau der Ötztaler Alpen zukommt. Dabei schneidet sie östlich der Pontlacher Brücke für kurze Erstreckung die hier in einem schmalen Zipfel auslaufenden

Silvrettagneise ab. Weiterhin (im Gebiete des Piller Sattels) liegen die Ötaler Gneise auf Phyllitgneisen und Glimmerschiefern.

Im vorderen Piztal erscheinen westlich von Jerzens die Quarzphyllite der Landeder Phyllitzone unter der Schubfläche. Südlich Koppen treten die Ötaler Gneise ganz nahe an die Nördlichen Kalkalpen heran. Die Berührungsfläche ist aber wegen der Verkleidung mit Schottern und jungen Aufschüttungen nirgends zu sehen. Von anderen Gegenden, z. B. vom Streifen zwischen Zams und Arzl südlich Imst, weiß man, daß die Grenze der Kalkalpen gegen die Quarzphyllitzone eine nachträglich steil gestellte Schubfläche ist.

Am Nordabfall der Hochedergruppe, wo der Quarzphyllit wieder sichtbar wird, kommt er wie südlich von Innsbruck unter den Ötaler Gneisen hervor, wenn auch die unmittelbare Grenze der Gesteine allenthalben durch Verschüttungen der Beobachtung entzogen ist. Bei Telfs, wo mit dem Knie des Inn die Ötaler Alpen auffallend gegen Norden vorspringen, hat es den Anschein, als wären die Zentralalpen über die Nordalpen gefahren und hätten sie dabei zu der Seefelder Senke eingedrückt, die einer großen Schichteneinbiegung zwischen dem Karwendel und den Mieminger Bergen entspricht.

Im Nordosten greifen die Ötaler Gneise über das Silltal auf die Tuger Boralpen über. Am Patzertkofel, am Glungezer und am Schartenkofel liegen über dem Quarzphyllit mineralführende Glimmerschiefer, Gneise usw., die geologisch zu den Stubaier Alpen gehören.

Südlich Steinach fallen die Kalkphyllite der Oberen Schieferhülle, die gerne mit den Bündner Schiefern im Engadiner Fenster verglichen werden, nach Westen unter die Trias und unter die Quarzphyllite westlich des Brenner ein. Diese Phyllite und das Carbon des Steinacher Joches erweisen sich als sehr spät erfolgte Aufschiebungen.

Am Brenner und im obersten Eisacktal bis Sterzing grenzen die Kalkphyllite mit einer steil nach Westen fallenden Fläche an die Ötaler Masse. Weiter im Süden queren die „Alten Gneise“ das Tal.

Karten und Schrifttum für Weiterführende

Österreichische Geologische Spezialkarte 1:75 000, Blätter: Zirl—Nassereith (von E. H. Ohnesorge), Östal, Landed, Raubers, Glurns—Ortler (alle vier Karten nebst Erläuterungen von W. Hammer); ferner Blatt Sölden—St. Leonhard (von O. Schmidegg, bisher keine Erläuterungen).

Italienische Geologische Karte 1:100 000, Blatt Meran von Bruno Sander und W. Hammer; Blatt Brigen (Bressanone) von Br. Sander.

Geologische Karte des Brenners und der angrenzenden Gebirge, 1:75 000, von F. Frech.

Hammer, W.: Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1914/15.

Hammer, W., und Leibelberg, R. v.: Geologische Einführung im „Hochtouristen“, Bd. 4, Seite 16, 193, 209, 218, 242, 291, 306, 322, 331, 336, 344.

Leibelberg, R. v.: Der Brenner. Geologisch betrachtet. Zeitschr. d. D. u. O. A.-V. 1920.

Leibelberg, R. v.: Geologie von Tirol. Berlin 1935.

Sander, Br. (und Hammer, W.): Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brigen. Schlern-Schriften, Heft 16. Innsbruck 1929.

Schmidegg, O.: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötaler Alpen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1933.

Schmidegg, O.: Der Bau der südlichen Östal-Stubaier Alpen. Mittell. d. D. u. O. A.-V. 1933.

Schmidegg, O.: Schlingenbau in den Tiroler Alpen. „Der Bergsteiger“, Dezemberheft 1936.