

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT IN WIEN

Erläuterungen

zur

Geologischen Spezialkarte

der

Republik Österreich

Blatt **Landeck**

(5145)

Von **Otto Ampferer** und **Wilhelm Hammer**



Wien 1924

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt
In Kommission bei R. Lechner (W. Müller), Universitätsbuchhandlung
I., Graben 31

Druck der Österreichischen Staatsdruckerei

Einleitung.

Auf dem Blatt Landeck kommen Abschnitte aus drei verschiedenen Regionen zur Darstellung: Kristalline Zentralalpen (Ötztaler- und Silvretta-Gruppe), Nördliche Kalkalpen (Lechtaleralpen) und Gebiet der Bündnerschiefer im oberen Inntal. Die nördlichen Kalkalpen, einschließlich der geologisch zu ihnen gehörenden Zone am Nordabhang des Vennetberges wurde von Dr. Otto Ampferer in den Jahren 1909 bis 1919 aufgenommen, die beiden anderen Gebiete von Dr. Wilhelm Hammer in den Jahren 1911 bis 1918. Die Aufnahme erfolgte im Maßstab 1 : 25.000 und wurde dann auf den Maßstab der Spezialkarte übertragen unter entsprechender Anpassung an den kleineren Maßstab.

Die ersten Aufnahmen der Reichsanstalt im Bereich von Blatt Landeck wurden von Fr. Hauer und F. Fr. von Richthofen im Jahre 1857 zur Gewinnung einer Übersichtskarte (Maßstab 1 : 288.000) gemacht, deren Ergebnisse einerseits in den Beschreibungen Richthofens im Jahrbuch d. geol. R. A. anderseits auf der Hauerschen Übersichtskarte von Österreich-Ungarn (Blatt V, erschienen 1867) zur Darstellung kamen. Sie betrafen die Kalkalpen, welche dann später von Ed. v. Moysisovics und M. Neumayr 1870 und 1871 nochmals bereist, zuerst auf der Karte 1 : 144.000 gezeichnet und dann auf die neue Spezialkarte mit Maßstab 1 : 75.000 übertragen wurden.

Das Gebiet der Kristallinen Schiefer der Ötztaler- und Silvretta-Gruppe wurde in den Jahren 1873 bis 1875 im

Auftrage der Reichsanstalt von Guido Stache und G. A. Koch geologisch aufgenommen, wobei ersterer auch das Gebiet der Bündnerschiefer im Oberinntal kartierte.

Schon vor den Arbeiten der Reichsanstalt hatten die Kommissäre des geognostisch - montanistischen Vereins (Senger, Trinker, Stotter, siehe das Literaturverzeichnis) das ganze Kartengebiet bereist und auf der Karte des genannten Vereins 1852 dargestellt.

A. Nördliche Kalkalpen.

Von Otto Ampferer.

Einleitung.

Das Kartenblatt „Landeck“ bringt in seinem nördlichen Abschnitt noch ein ziemlich ausgedehntes Stück der Lechtaleralpen zur Darstellung. Die Abgrenzung gegen das kristalline Gebirge vollzieht sich längs einer steilstehenden Bewegungsfläche, welche in der östlichen Kartenhälfte von NO gegen SW verläuft, in der westlichen aber ungefähr ostwestlich weiterstreicht.

Es ist eine Eigentümlichkeit dieses Gebietes, daß sich dabei weder Inn, noch auch Sanna und Rosanna genau an die Grenze von Kalkalpen und Zentralalpen halten und daher diese sonst meist unter dem Talschutt verborgene, wichtige tektonische Grenzlinie hier teils im Süden, teils im Norden der Haupttalfurche zu finden ist.

An der tektonischen Natur dieser Grenzfläche ist nicht der geringste Zweifel möglich.

Es ist gleich auffallend, wie durch den mächtigen Vorschub der Ötztalesmasse diese Grenze östlich von Landeck gegen N verschoben worden ist.

Die Lechtaleralpen stellen auch in diesem Abschnitt ein scharfgratiges, steilflächiges Hochgebirge dar, das nordwestlich von Landeck in der Parseier Spitze — 3088 *m* — den höchsten Gipfel der nördlichen Kalkalpen enthält. Dementsprechend sind hier auch einige kleinere Gletscher vorhanden, vor allem in der Parsierspitzgruppe, dann an der Leiterspitze, Grieselspitze, Vorderseespitze und Feuerspitze.

Flachere Terrassen treffen wir nur bei Imst und bei Grins am Fuß der Parseierspitzgruppe. Sonst reihen sich die

Bergkämme dicht aneinander und die Täler sind dazwischen eng und tief eingeschnitten.

Einzelne derselben gehören zu den wildesten kalkalpinen Schluchten wie das Larsenn- und Starkenbachtal und das Zamer Loch.

Die Erosionseinschnitte erreichen hier an der Südseite der Lechtaleralpen hohe Werte. Zwischen Landeck und dem Gipfel der Parseierspitze ist z. B. eine Spannung von nahe 2300 *m* vorhanden.

Im Gegensatz zu den südlichen Lechtaleralpen tritt hier der Hauptdolomit in seiner Baubedeutung etwas mehr zurück und die jüngeren Schichtglieder spielen eine wichtigere Rolle.

Das findet auch darin seinen Ausdruck, daß der Gipfel der Parseier Spitze von bunten Hornstein- und Aptychenkalken gebildet wird. Durch diese Mitwirkung der jüngeren Schichtglieder und eine lebhaft gesteigerte Verfaltung und Verschiebung der ganzen Gesteinsmassen entstehen hier Hochgebirgsbilder, welche durch ihren hohen tektonischen Schwung bereits an die Schweizer Alpen erinnern. Die zum Bau verwendeten Schichten reichen vom Verrucano-Buntsandstein bis in die obere Kreide.

Dabei bleibt die Altrias im wesentlichen auf den Südsaum beschränkt, im östlichen Abschnitt überwiegt der Hauptdolomit, im westlichen die jüngere Gesteinsreihe von Lias-Jura-Kreide.

Dabei nimmt die erst durch die Neuaufnahme nachgewiesene Oberkreide hier verhältnismäßig ausgedehnte Räume ein.

Ohne die Erkenntnis der Oberkreide wäre aber auch die Tektonik nicht zu entziffern gewesen. Es ist dies hier eine so schwierige Aufgabe, daß auch heute eine Reihe von Problemen noch in Bearbeitung stehen.

Die entscheidenden Schritte für die Auflösung der Tektonik waren auch hier die Verfolgung und Kartierung der größeren Bewegungsflächen, welche den Gebirgskörper hin und hin zerteilen.

An solchen Hauptbewegungsflächen treffen wir da etwa die folgenden an. Die Südgrenze der Kalkalpen selbst

ist eine heute meist seiger stehende Fläche, die aber nicht als Verwerfungsfläche, sondern als später steilgestellte Schubfläche aufzufassen ist.

Ihr entlang haben große Abschrägungen stattgefunden und die anliegenden Schichtzonen sind eng zusammengedrückt und oft linsenförmig zugeschnitten. Gut aufgeschlossen ist diese Grenzzone z. B. am Steilabsturz der Sterta Spitze gegen den Lettenbach bei Grins, gleich östlich von Zams, sowie in den steilen Schluchten bei Imsterberg.

Eine höherliegende Bewegungsfläche bildet dann die Abgrenzung der Inntaldecke.

Die Ausstriche dieser Fläche stehen an der Südseite der Lechtaleralpen ebenso steil wie jene der Kalkalpengrenze. Mit Deutlichkeit läßt sich die zweite Schubfläche etwa aus der Gegend von Imsterberg westwärts durchs Zamerloch an die Nordseite der Parseier Spitze und weiter dann am Südabfall der Sam Spitze zum Kaiserjoch verfolgen.

Es ist dies aber nur ein südlicher Streifen der Inntaldecke, welcher durch die Erosion von dem nördlicheren Teil derselben Schubmasse tief abgetrennt erscheint.

Diese Zerlegung der weiter östlich ganz einheitlichen Schubmasse hat ihren Grund in einer Art von Querfaltung, welche stellenweise die Inntaldecke hier so stark emporhebt, daß die Erosion die darunter liegenden Schichtmassen freilegen konnte. Dadurch wird nun die Inntaldecke im westlichen Kartenabschnitt in einzelne Streifen zerlegt und man sieht die Reste derselben hoch über den Tälern liegen.

Zugleich wird aber in dieser Querzone auch deutlich, daß die Steilstellung der Schubflächen im Süden und Norden in der Mitte durch flache Lagerungen verbunden wird und also wohl als eine nachträgliche Faltung derselben zu verstehen ist.

Am Ausgang des Madautales biegt dann der nördliche Ausstrich wieder in die Ostwestrichtung ein und zieht im Bereiche des Blattes „Lechtal“ ostwärts weiter.

Die Inntaldecke ist aber nicht die höchste Schubmasse in diesem Gebirge. Es liegen an verschiedenen Stellen noch höhere Schubreste darauf, für welche die Bezeichnung „Krabachjochdecke“ nach der besonders schönen Entwicklung am Krabachjoch (östlich vom Flexenpaß) gewählt wurde.

Ein ausgedehnter Rest der Krabachjochdecke breitet sich westlich von Imst am Laagers — 2350 *m* — aus. An dem Aufbau dieser Schubmasse, welche auch etwas über die Muttekopf Gosau vorgestoßen erscheint, beteiligt sich Buntsandstein — Muschelkalk — vererzter Wettersteinkalk — Raibler Schichten — Hauptdolomit. Die Lagerung ist muldenförmig, wobei die untere Trias nur an den Rändern vorschaut und gegen W zu völlig abgeschert ist. Andere hiehergehörige Reste aus Hauptdolomit liegen als kleine Deckenzeugen am Gipfel der Rotplatte und auf der Südschulter der Feuerpitze. Eine kleine Muschelkalkscholle befindet sich am Seejöchl südlich der Vorderseespitze.

Mit älteren Schuttablagerungen ist das Gebiet nur in der Umgebung von Imst reicher ausgestattet. Sonst haben wir am Südabfall der Lechtaler Alpen nur Reste von Grundmoränen des Inn- und Rosanna- Gletschers, im Innern des Gebirges fast nur Ablagerungen der sogenannten Rückzugsstadien. Daß es sich auch hier vielfach um ganz energische Vorstöße in Gebiete handelt, die bei der letzten Großvergletscherung tief unter zentral-alpinen Eisströmen lagen, erkennen wir deutlich auf der Terrasse westlich von Imst und in der Schlucht westlich der Dawinalpe.

Die postglaziale Verschüttung des Gebirges ist durchschnittlich nicht bedeutend, wenn auch hier z. B. am Ausgang des Starkenbachtals vom Senftenberg eine Schutthalde herabzieht, die über 1000 *m* Höhe erreicht.

Die geologische Aufnahme dieses wilden und vielfach schwierig zugänglichen Gebirges reicht auch hier bis auf die Geognostische Karte von Tirol und Vorarlberg — Innsbruck 1852—1853 zurück.

Die Aufnahmen unserer Anstalt, welche im Jahre 1871 von E. v. Moysisovics hier durchgeführt wurden, geben ein derartig unzureichendes und falsches Bild vom geologischen Aufbau dieses Gebirges, daß sie bei der Neuaufnahme sich vielfach als wertlos erwiesen.

So ist das heute vorliegende Kartenbild zum größten Teil als ein Werk der Neuaufnahme zu betrachten.

Die Aufnahmen konnten auch hier auf Grund der neuen Alpenvereinskarten von L. Aegerter im Maße 1:25.000 zur Ausführung gelangen.

Die prachtvoll aufgeschlossenen, tektonisch bunt verschlungenen Schichten waren die Veranlassung zur Verfeinerung der kartographischen Darstellung durch eine Auflösung der einheitlichen Flächen in ein Gefüge von farbigen Strichen. Diese Striche geben, soweit als erreichbar, unmittelbar den Terrainanschnitt der einzelnen Schichtlagen wieder, wobei natürlich mehrere parallele Lagen vielfach nur durch einen Strich wiedergegeben werden konnten.

Leider ist es bisher nicht möglich gewesen, die Mittel für eine Drucklegung dieser Originalaufnahmen im Maße 1:25.000 bereitzustellen.

Verzeichnis der geologischen Literatur über den kalkalpinen Teil.

- Geognostische Karte Tirols, Innsbruck 1852.
 Erläuterungen dazu, Innsbruck 1853.
 Studer, Geologie der Schweiz, Bern—Zürich, 1851 bis 1853.
 Liebenauer, Geognostische Übersichtskarte von Tirol, Innsbruck 1855.
 C. W. v. Gümbel, Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Voralberg und Nordwest-Tirol, I. R. A. 1856.
 — Geologische Karte des bayrischen Alpengebirges, München 1858.
 — Geographische Verhältnisse der bayrischen Alpen, München 1858.
 F. v. Richthofen, Die Kalkalpen von Voralberg und Nordtirol, I. R. A., 1861/62.
 C. W. v. Gümbel, Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges, Gotha 1861.
 A. v. Piehler, Beiträge zur Geognosie Tirols, I. R. A. 1866.
 F. v. Hauer, Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. Bl. V, Text in I. R. A. 1867.

- E. v. Moysisowics, Die Kalkalpen des Oberinntales zwischen Silz und Landeck, V. R. A. 1871.
 — Aus den Vorarlberger Kalkalpen, V. R. A. 1872.
 Penck, Vergletscherung der deutschen Alpen, Leipzig 1882.
 A. v. Pichler, Beiträge zur Geognosie Tirols, V. R. A. 1887.
 Th. Skuphos, Die stratigraphische Stellung der Partnach- und Unteren Cardita-Schichten in den Nordtiroler und Bayrischen Alpen, Geogn. I. H., München 1891.
 — Über die Entwicklung und Verbreitung der Partnach-Schichten in Vorarlberg, I. R. A. 1893.
 C. W. v. Gümbel, Geologie von Bayern, Cassel 1888 bis 1894.
 I. Blaas, Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen, Innsbruck 1901.
 O. Ampferer, Studien über die Inntalerrassen, I. R. A. 1904.
 — Die Bergstürze am Eingang ins Ötztal und am Fernpaß, V. R. A. 1905.
 — Über die Terrasse von Imst-Tarrenz, I. R. A. 1905.
 — Über Gehängebreccien, I. R. A. 1907.
 — Über den geologischen Bau der Berge des Sulzeltales, Jahresbericht des Akademischen Alpenclubs, Innsbruck 1908/1909.
 O. Ampferer und Th. Ohnesorge, Über exotische Gerölle in der Gosau der tirolischen Nordalpen, I. R. A. 1909.
 Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1909.
 O. Ampferer, Aufnahmeergebnisse in den Jahresberichten, V. R. A. 1909 bis 1919.
 O. Ampferer und W. Hammer, Alpenquerschnitt, I. R. A. 1911.
 O. Ampferer, Über neue Methoden zur Verfeinerung des geologischen Kartenbildes, I. R. A. 1912.
 — Über die Gosau des Muttekopfs I. R. A. 1912.
 — Neue Funde in der Gosau des Muttekopfs V. R. A. 1912.
 — Das geologische Gerüst der Lechtaleralpen, Alpenvereins-Zeitschrift 1913.
 — Über den Bau der westlichen Lechtaleralpen, I. R. A. 1914.
 — Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales, I. R. A. 1915.
 — Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen, Alpenvereins-Zeitschrift 1915.
 — Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch, I. R. A. 1920.

Buntsandstein (*t*).

Rauhwanke, Gipszone (*t*).

Diese beinahe ausschließlich auf den Südrand der Kalkalpen beschränkte Schichtgruppe tritt auch hier nicht in einem geschlossenen Zuge, sondern zerrissen in getrennte Streifen auf.

Die besten Aufschlüsse befinden sich hier etwa in der Strecke zwischen Flirsch und Grins an der Südseite der Parseierspitz-Gruppe, sind aber auch durchwegs scharf tektonisch umgestaltet. Nördlich von Flirsch haben wir z. B. folgendes Profil von Süden gegen Norden bei überkippter Lagerung:

Schiefrigen Verrucano,
 Streifen von Quarzphyllit,
 groben Verrucano,
 Lage von grünflächigem, weißem, glimmerigem Quarzsandstein,
 groben Verrucano,
 Streifen von Quarzphyllit,
 groben Verrucano, der hier stellenweise Spateisenstein, Fahlerz, Kupferkies führt,
 gelbliche Rauhwanke,
 grünliche, weiße, blaßrote Quarzsandsteine, ganz zerdrückt, die als Reibsannde abgebaut werden. Sie verwittern in Sackformen.

An anderen Stellen treten wieder rote oder grüne Quarzsandsteine sowie rote—gelbe—violette Tonschiefer auf.

Am verbreitetsten sind jedoch die roten, grünen oder weißlichen Quarzsandsteine, von denen sich einzelne Schollen auch noch innerhalb der jüngeren Triasschichten eingeklemmt finden. Solchen Einschaltungen von durchaus festen Quarziten begegnen wir am Südabhang der Sterta Spitze, im Eibental östlich von Grins, in den Schluchten bei Falterschein, östlich von der Haltestelle Imsterberg, sowie an der Basis der Krabachjochdecke am Mannkopf westlich von Imst.

Ein ungestörtes Profil ist hier jedenfalls nirgends zu erhalten.

Wie die Gesteine des Buntsandsteins einerseits mit Verrucano und Quarzphyllit verschuppt sind, so auch andererseits mit gelblichen Rauhwancken und Gipslagern.

Dies ist sehr schön oberhalb von Grins am Aufstieg zur Augsburgcr Hütte zu sehen. Die gelben, löcherigen Rauhwancken erreichen hier eine ziemliche Mächtigkeit und enthalten als tektonische Einschaltungen mächtige

Schollen eines splittrigen, grauen Kalkes. In der Tiefe der Gasillschlucht entspringt hier aus dem Buntsandstein eine kleine Bitterquelle mit rostigem Niederschlag, welche eine Temperatur von zirka 20° Celsius und 4¹/₂ Mache Einheiten aufweist. In früherer Zeit wurde die Quelle für Bäder benützt und ein benachbarter Felskopf trägt noch heute den Namen „Wildbadkopf“.

Die bunten, weißen, grauen, gelblich, rötlich gestreiften Gipsmassen treten gleich westlich im benachbarten Lattenbachgraben zutage.

Zum großen Teil werden sie von den Trümmern eines Bergsturzes bedeckt.

Nach Angabe von Th. Skuphos enthalten sandige, lockere Mergelkalke, welche mit den gelben Rauhacken verbunden sind, nördlich von Flirsch und von Schnann:

Myophoria costata Zenk,

Modiola? Böhmi nov. spec.

Myacites sp.

Ich habe diese Funde nicht wiederholen können.

Muschelkalk (*tm*).

Partnachsichten (*tp*).

Auch diese Gesteine sind hauptsächlich auf den Südrand beschränkt und nur in einzelnen tektonisch getrennten Schollen vorhanden.

Die Gesteine dieser Stufe bestehen aus meist dunklergrauen Kalken mit dünnen Mergelfugen und meist unregelmäßigen Schichtflächen, die bald mit Knollen und Buckeln, bald mit wurm- oder federkielähnlichen Wülsten bedeckt erscheinen.

Charakteristisch sind einzelne besonders hornsteinreiche knollige Lagen (Reiflengerkalke, Virgloriakalke).

Der Muschelkalk im Bereiche der Krabachjochdecke ist etwas abweichend entwickelt. An der Südseite des Laagers finden wir von unten nach oben:

1. hellgrauen Dolomit,
2. dunkle Kalke mit Hornsteinen.
3. dunkleren, rötlich verwitternden Dolomit,

4. enggefaltete, dünne, gelbliche Kalkschiefer mit schwärzlichen Mergelhäutchen,

5. mächtige Knollen- und Hornsteinkalke, Wettersteindolomit.

Am Seejöchel ergibt sich, tektonisch zwischen Hauptdolomit eingeschlossen, folgende Schichtreihe von Süden gegen Norden:

1. grauer Dolomit mit schwarzen knolligen Flächen und rauhen, schwarzen Hornsteinknauern,

2. grauer, nicht bituminöser Dolomit,

3. grauer, dünnschichtiger Dolomit mit schwarzen Knollen und schwarzen, rauhen Hornsteinknauern,

4. grauer, dunkler, nicht bituminöser Dolomit,

5. kleinknollige, dünnplattige Kalke,

6. dunkler Dolomit mit Encriniten,

7. rötliche, weinrote Kalkschiefer,

8. rauher, grauer, sandiger Dolomit,

9. gelbliche Kalkschiefer.

Die Fossilführung ist hier sehr spärlich und meist auf *Encrinus liliiiformis* Schloth., *Encrinus gracilis* Buch, Retzien und Waldheimien beschränkt.

Im Hangenden geht der Muschelkalk durch Wechselagerung in die Partnachsichten über.

Diese bestehen hier aus grauschwarzen Mergeln von ausgezeichnet muscheligen Bruch, knolligen, narbigen, oft pyritreichen, grauen Kalklagen, dunklen, weißadrigen Kalkbänken, die mit schwarzen Mergeln wechsellagern, festen grauen, kalkarmen Tonschiefern, die griffelig zerfallen, sehr dünnblättrigen, schwarzen, tonreichen Mergeln, hellgrauen, dünnschiefriigen Mergeln, welche häufig *Bactryllium Schmidii* Heer führen.

Die Reihenfolge der einzelnen Lagen ist an verschiedenen Stellen sehr wechselnd.

Bei der Verwitterung ergeben diese Schichten einen sehr zählebrigen fetten Boden.

Die Mächtigkeit von Muschelkalk und Partnachsichten kann man etwa mit 300 bis 400 *m* bemessen. Außerhalb des Südrandes der Kalkalpen finden wir abgetrennte

Schollen am Seejöchl zwischen Vorder- und Kridlonsee, an der Nordseite des Starkenbergs und an der Südseite des Laagers.

Wettersteinkalk (*tw*).

Wettersteindolomit (*tw*d).

(Eisenreiche Lagen.)

Der Wettersteinkalk tritt noch mit großer Massenfaltung von Osten her in den Kartenbereich ein, schrumpft aber westwärts auf einen schmalen Streifen zusammen.

Der Wettersteinkalk stellt auch hier eine geschlossene, reine Kalkstufe vor, welche aber streckenweise ganz oder teilweise durch Dolomit ersetzt erscheint.

Es sind durchwegs helle, weißliche, seltener graue bis gelbliche dichte Kalke mit wenig ausgesprochener Schichtung, welche im Gehänge überall als auffallende, kühle Formen hervortreten.

Die dolomitische Entwicklung ist häufig mit einer großen innerlichen Zertrümmerung verbunden, was an den wilden, tiefschluchtigen Erosionsformen leicht zu kennen ist.

Aus diesen Bereichen hat sich auch der gewaltige Bergsturz an der Südseite des Tschirgants losgelöst, welcher noch weit in die Mündung des Ötztales hineingefahren ist.

Weit verbreitet sind im Wettersteinkalk großoolithische Bildungen sowie Erzausscheidungen, die oft große Hohlräume erfüllen. Meist handelt es sich dabei um Bleiglanz, Zinkblende und Galmei. Östlich von Imst fand während des Krieges auch ein Abbau von Gelbbleierzen statt, deren Kristalle hier als Überzüge meist in sogenannten „Kraken“ auftreten. Es sind dies Hohlräume im Kalk, welche mit Sinterpolstern ausgekleidet sind, auf deren Oberfläche diese Kristalle als junge Bildungen ausgeschieden wurden.

Eine eigentümliche Entwicklung zeigt der Wettersteinkalk der Krabachjochdecke am Laagers. Hier sind die untersten Teile desselben als ein löcheriger, rostiger Dolomit ausgebildet.

Raibler Schichten (*tl*).

(Sandsteine, Mergel, Kalke, Oolithe.)

Die Raibler Schichten begleiten den Wettersteinkalk in seinem Hangenden. Sie besitzen in unserem Gebiete nur eine recht bescheidene Entwicklung. An der Südseite des Tschirgants haben wir zwischen nordfallendem Wettersteindolomit und Hauptdolomit folgende Schichtreihe eingeschaltet:

1. Schwarze Tonschiefer,
2. Sandsteine mit Pflanzenresten,
3. Muschelscherbenschiefer — Sphaerocodienbank — Ostreenbank,
4. dunkelgraue Kalke,
5. schwarze und gelbliche Mergel.

In der Umgebung des Imster Bahnhofes und von dort in einem Streifen über Mils ins vordere Starkenbachtal und zum Silberjoch ins Zamerloch erstreckt sich ein Zug von Raibler Schichten, in dem zertrümmerte Dolomitlagen eine große Rolle spielen.

Wir begegnen hier z. B. an der Nordseite des Starkenbergs einer mächtigen Zone von grünlichen, braunen Quarzsandsteinen mit kohligem Pflanzenresten, die im Hangenden mehrfach mit schwarzen Schiefen und Lagen von grauem Dolomitmylonit wechseln.

Man hat den Eindruck, daß es sich hier um tektonische Breccien handelt und also die Rauhackenbildung durch Zertrümmerungszonen eingeleitet wird.

Mit Ausnahme von undeutlichen Pflanzenresten, Sphaerocodienbänken, Muschelbreccien, Ostreen... sind diese Schichten am Südrand der Lechtaleralpen arm an Fossilresten.

Die Mächtigkeit schwankt von wenigen bis zu etwa 300 *m*.

Hauptdolomit (*td*).

(Kalkige, mergelige, bituminöse Zonen. Mylonitzonen.)

Der Hauptdolomit bewahrt auch hier seinen Schichtcharakter so ziemlich unverändert. Wir haben eine ziemlich einheitliche, gegen 1000 *m* mächtige Folge von Dolomitschichten vor uns, denen gegenüber die kalkigen,

mergeligen, bituminösen Einschaltungen der Masse nach ganz in den Hintergrund treten. Der dunkle, graue oder bräunliche oder bläulichgraue, feinkristalline Dolomit bleicht bei der Verwitterung, zerbricht in kantige Trümmer und fühlt sich stets wie sandig an.

Mit Ausnahme der mylonitisierten Zonen ist deutliche, gröbere Schichtung allenthalben, manchmal aber auch Feinschichtung vorhanden.

Er ist der Hauptschuttlieferant des Gebirges und versorgt auch die über 1000 *m* hohe Schutthalde an der Südseite des Senftenbergs. Beim Zerschlagen verbreitet er einen auffallenden bituminösen Geruch.

In den oberen Teilen zeigen sich auch hier Einschaltungen von mergeligen, dunklen, bituminösen Lagen, die mit kalkigen oder dolomitischen Lagen lebhaft wechseln. Es sind dieselben Zonen, welche in den nördlicheren Lechtaleralpen und weiter östlich eine viel wichtigere Rolle spielen und in den Seefelderalpen auch eine alte Ölindustrie veranlaßt haben. In unserem Gebiete ist an eine technische Verwertung nicht zu denken.

Der Hauptdolomit ist ein ziemlich sprödes, bei Biegungen und Pressungen zerbrechendes Gestein. Dem entsprechend stellen sich auch besonders am Südrand des Gebirges zum Teil ausgedehnte Bereiche ein, wo das Gestein durch und durch zertrümmert und mit Kalkspat wieder verkittet ist. An solchen Stellen geht die Schichtung verloren und man hat es wie z. B. bei Mils geradezu mit Rauhvaccken zu tun.

Kössener Schichten (*t₁*).

Oberrhätische Kalke (*t₁k₁*).

Die Kössener Schichten erlangen in der westlichen Kartenhälfte eine weite Verbreitung und große Mächtigkeit.

Sie sind mit den obersten kalkigen Bänken des Hauptdolomits durch Einschaltung und Wechsellagerung von dunkeln Mergeln eng verbunden und schließen in diesem Gebiete in ungestörten Profilen mit hellen, wandbildenden Kalken (oberrhätische Kalke) ab.

Dazwischen liegt eine in ihren Einzelheiten lokal wechselnde Serie von grauen, knolligen Kalken, schwarzen und grauen Mergeln, Muschelscherbenbänken, Korallenbänken, feinblättrigen Schiefen mit einzelnen Kalklagen. Versteinerungsreste sind reichlich vorhanden, freilich vor allem in der Form von lagenweisen Anhäufungen von Muschelscherben oder dunklen, weißgefleckten Lithodendronlagen.

Häufiger zu finden sind aber auch:

Avicula contorta, Portl.,
Gervillia inflata, Schafh. lagenweise,
Ostrea Heidingeriana, Emm. lagenweise,
Terebratula gregaria, Suess.,
Dymiodon intustriatum, Emm.,
Cardita austriaca, Hauer,
Rhychonella fissicostata, Schafh.,
 " *subrimosa*,
Pentacrinus sp.,
Cidaris, sp.,
Thecosmilia clathrata, Eusm.,
Thamnastraea sp.,

Reiche Fundplätze liegen z. B. an der Nordseite der Apleplaispitze und an der Südseite der Wetterspitze.

Infolge der vorherrschenden tonigen Gesteine verwittern die Kössener Schichten leicht und ergeben fruchtbare Böden. Da sie aber auch eine besonders leicht bewegliche Schichtgruppe zwischen der gewaltigen starren Hauptdolomitmasse und den klotzig zerbrechenden oberräthischen Kalken bilden, so spielen sich vor allem auf ihre Kosten mächtige Verfaltungen und Verschiebungen ab. Der westliche Teil des Gebirges zwischen Leiterspitze und Apleplaispitze enthält geradezu prachtvolle Faltungsstrukturen in den Kössener Schichten.

Im Hangenden bilden helle, wandbildende, feste, dickbankige Kalke einen im Terrain besonders auffallenden Abschluß der Kössener Schichten. Nicht selten sind diese Kalke mit Auswitterungen von reichverzweigten Korallenstöcken verziert.

Sie zerbrechen in großen Blöcken und liefern das Material für manchen kleineren Bergsturz. Durch ihre Festigkeit sind sie vor allem geeignet, stolze Felstürme und kühne Gipfelgestalten zu bilden und zu bewahren.

Wetterspitze, Apleplaisspitze, Freispitze bestehen aus solchen Kalken und sind prachtvolle Leuchttürme in dieser Bergwelt.

Bunte Liaskalke (*lk*).

Hornsteinreiche Liaskalke (*lk*).

Untrennbar mit den eben beschriebenen Kalken verbunden treffen wir hier rötliche, gelbliche, seltener graue dichte oder kristalline Kalke, welche gleichsam rote Stirnbänder dieser Wände bilden. Sie enthalten gar nicht selten Belemnitenkeile und mehr minder verdrückte Ammoniten, die sich nur schwer aus dem Muttergestein absprengen lassen.

Aegoceras sp.,

Lytoceras sp.,

Phylloceras sp.,

Belemnites sp.,

Pentacrinus sp.

sind auf den großen Blöcken unschwer zu finden. Vielfach hat man Knollenkalke und Breckenkalke vor sich. Die Mächtigkeit dieser bunten Kalke ist gering, ca. 5—10 *m*. Mit Wahrscheinlichkeit fallen sie dem unteren Lias zu.

In einer mittleren Zone zwischen Alperschon- und Kaiserthal treffen wir ein Gebiet, wo die oberrhätischen Kalke nicht oder nur unbedeutend entwickelt sind und sich über den Kössener Schichten eine unterste hornsteinreiche Zone der Fleckenmergel einstellt. Am schönsten ist diese Zone am Schafjöchl, Muttler, Plaisspitze, Guflespitze ausgebildet.

Es sind schwarzgraue Liaskalke mit schwarzen Hornsteinkauern in einer Mächtigkeit von etwa 20 bis 40 *m*, die nach oben in weichere Fleckenmergel mit Fucoiden übergehen. Es hat den Anschein, als ob diese Fazies nur an Stellen auftritt, wo die typischen oberrhätischen Kalke nicht entwickelt sind.

Liasfleckenmergel (7f).

Manganschieferzonen.

Über den bunten oder den hornsteinreichen Liaskalken, streckenweise auch unmittelbar auf den Kössener Schichten folgt die mächtige Serie der Fleckenmergel, welche auch hier den mittleren und oberen Lias vertreten dürfte. Es ist eine im Großen einheitliche, im Detail recht bunte Folge von helleren und dunkleren mehr minder kalkigen Mergeln, vielfach mit eigentümlichen dunklen Flecken oder Fucoiden auf dem Schichtflächen. Diese weich und tonig verwitternden Mergel wechseln indessen häufig mit festeren Kalkbänken oder mit hornsteinreichen quarzitischen Lagen und mit Krinoidenkalken. Eine sehr charakteristische Einschaltung der mittleren oder oberen Fleckenmergel bilden endlich zimtbraune oder blauschwarze manganreiche Mergel und Kalke.

Diese letztere Einschaltung gewinnt in der Parseierspitzgruppe eine größere Mächtigkeit und war an der Eisenspitze Gegenstand von Schürfversuchen.

An der Westseite der Eisenspitze begegnen wir in der Scharte 2570 *m* folgender Entwicklung der Manganschiefer von unten nach oben:

1 Manganerzlager	2 <i>m</i>
2 zimtbrauner Mergel	0·5 <i>m</i>
1 mit 2 wechselnd	3 <i>m</i>
1	2·2 <i>m</i>
2	0·5 <i>m</i>
1	5 <i>m</i>
2	0·8 <i>m</i>
1	9 <i>m</i>
2	2·2 <i>m</i>
1	1 <i>m</i>
2	0·5 <i>m</i>
1	1 <i>m</i>

Proben aus den Manganerzlagen haben ergeben:

Fe — 7·34 ‰,	Mn — 21·00 ‰
Fe — 4·09 ‰,	Mn — 18·17 ‰

Eine Probe aus dem zimtbraunen Manganmergel ergab:

Fe — 10·02 0/0, Mn — 9·99 0/0

(Analysen von Dr. Hackl).

In den nördlichen Fleckenmergelzonen tritt die Bedeutung der Manganschiefer stark zurück. Im Großen kann man die Serie etwa in eine untere fleckenmergelreiche Zone, eine kalkigere Zone mit *Inoceramus Falgeri* Mer. und eine obere hornsteinreichere Zone zerlegen.

Der Fossilinhalt ist ziemlich bescheiden:

Harpoceras Kurrianum Opp.,

Harpoceras Algovianum Opp.,

Amalteus margaritatus Montf.,

Inoceramus Falgeri Mer.,

Belemnites sp.,

Pentacrinus sp.

Eine systematische Durchforschung der Fleckenmergel hat aber hier noch nicht stattgefunden.

Durch ihre leichte Verwitterung schaffen sie recht brüchige, steile Wände, wie z. B. an der Parseierspitze, aber auch bei flacherer Neigung fruchtbare Gehänge für Bergwiesen und Almen.

Ihre Mächtigkeit dürfte stellenweise 500 bis 600 m übersteigen.

Hornsteinkalke, Radiolarienschichten (ih).

Diese Schichtgruppe im Hangenden der Fleckenmergel besitzt nur eine bescheidene Mächtigkeit, hebt sich aber durch Härte und bunte Färbung im Gebirge deutlich hervor.

Zumeist handelt es sich um rote, blaurote oder grüne Hornsteinkalke, seltener kommen auch schwarzgefärbte vor.

Die Hornsteinkalke (Gemenge von feinverteilter Kieselsäure und Kalk, seltener Kieselsäure und Ton) sind durchaus wohlgeschichtet, enthalten nicht selten ebenfalls bunte Mergellagen, die aber viel dünnschichtiger sind.

Die bunten Färbungen entsprechen verschiedenen Oxydationsstufen der ebenfalls fein und ziemlich gleichmäßig verteilten Eisenverbindungen. Die Hornsteinkalke und die bunten Mergel enthalten meist schlecht erhaltene Radiolarien, deren Gitterstruktur in Schliffen nicht selten zu erkennen ist.

Auf den Schichtflächen findet man vielerorts Abdrücke von Aptychen.

Es sind dieselben Formen, welche den hangenden Aptychenkalke zu ihrem Namen verholfen haben. Am häufigsten sind:

Aptychus lamellosus Zl.,

„ *punctatus* Voltz.

Durch die lebhafte Verfallung sind die spröden Hornsteinkalke häufig ganz zerbrochen und zerfallen bei der Verwitterung in einen scharfkantigen Schutt, dessen Halden nur schwer bewachsen.

Im Bereiche der Parseierspitzgruppe und in ihrer Umgebung macht man die Beobachtung, daß die roten Hornsteinkalke stets über den grünen lagern.

Die Mächtigkeit beträgt 20 bis 30 m.

Aptychenkalke (i).

Im Hangenden der bunten Hornsteinkalke stellt sich mit strenger Regelmäßigkeit eine Zone von lichten, festen, muschelrig brechenden, ziemlich dünn geschichteten Kalken ein, welche gerne sehr steile abschüssige Gehänge und scharfe Grate bilden. Sie enthalten ziemlich gleichfarbige Mergellagen, die aber nie die Kalke in ihrer Bedeutung verdrängen.

Auf den Schichtflächen sind stellenweise die Abdrücke von Aptychen ziemlich häufig, während sie in den ausgewalzten Massen meist vernichtet wurden.

Aptychus lamellosus Zl.,

„ *punctatus* Voltz.,

„ *Beyrichi* Opp.,

„ *gracilicostatus* Gieb.

Anzeichen für neocome Aptychenkalke sind hier nicht bekannt geworden.

Die Gesteine der Aptychenkalke sind größtenteils sehr stark tektonisch bearbeitet. Durch Auswalzung ist dabei die ursprüngliche dickere Schichtung und die Wechselagerung mit Mergeln in eine gleichmäßige dünn schiefrige flaserige Struktur verwoben.

Die ursprüngliche Mächtigkeit dürfte etwa 50 bis 60 m betragen haben.

In der Karte wurde zwischen Oberlahmsspitze und Freispitze ein steil aufgerichteter, mächtiger Zug von hornsteinreichen Kalken mit der Farbe der Aptychenschicht bezeichnet. Da indessen keine bezeichnenden Fossilreste bisher vorliegen, ist auch mit der Möglichkeit zu rechnen, daß es sich hier um obere, besonders hornsteinreiche Fleckenmergel handelt.

Im Hangenden und Liegenden dieser intensiv verfalteten Schichtzone begegnen wir Schubflächengrenzen.

Sandsteine, Schiefer, Mergel der oberen Kreide (*Kr*).

Breccienzonen, Zonen mit *Orbitulina concava*.

Diese erst durch die Neuaufnahme als Oberkreide erkannte Schichtgruppe erreicht im westlichen Kartenabschnitt eine große Verbreitung und eine ziemliche Schichtmächtigkeit.

Diese Schichten waren früher zumeist als Fleckenmergel und 1893 von Th. Skuphos bei Flirsch sogar teils als Partnachmergel, teils als Raibler Schichten beschrieben worden. Da sie indessen vielfach mit den liegenden Aptychenbalken durch Transgressionsbreccien verbunden sind und in weiter Verbreitung Breccienlagen mit *Orbitulina concava* darin nachgewiesen wurden, so ist an ihrer Zugehörigkeit zur Oberkreide heute nicht mehr zu zweifeln. Der Schichtverband ist an verschiedenen Stellen ein ziemlich variabler. Am besten erschlossen ist er in dem breiten Zuge, welcher vom Madauertal über Saxeralpe, Greitjoch zur Griestaler Spitze zieht. Hier ist die liegende Grenze eine normale sedimentäre Auflagerung, während die hangende Grenze allenthalben durch Schubmassen besorgt wird. Die obere Kreide beginnt vielfach mit lokalen Breccien, welche aufgearbeitete Stücke des Untergrundes enthalten. Dies ist z. B. besonders deutlich im Parseierkar an der Nordseite der Eisenspitze zu sehen. Die Breccie greift in die Aptychenkalke in Säcken und Zungen ein und enthält massenhaft eckige Brocken derselben.

An andern Stellen beginnt die Serie mit grauen, weichen Mergeln, die mit braunen Flächen verwittern.

An der Nordseite der Saxerspitze legen sich dunkle Sandsteine, schwarze kohlige Mergel auf die Aptychenkalke. Höher stellen sich Quarzsandsteine in 1—3 dm starken Schichten mit Einschaltungen von dunkelgrauen, braunen, schwarzen Mergeln ein.

Eine weitere Einschaltung bilden hunte, feine Konglomeratlagen mit zahlreichen Kieseln, Hornsteinen, Grünsteinen.

Weit verbreitet sind dann graue, schwärzliche Schiefer mit weichen, seidigen Verwitterungsflächen. Auch sie enthalten Lagen von dunklen, graugrünen Sandsteinen.

Seltener wie an der Guflespitze finden sich schwere, rotschwarze, erzreiche Mergel und Sandsteine. Braun verwitternde Sandsteine mit Kohlenspuren und hornsteinreiche, rauhe Breccien gehören ebenfalls in diese bunte Schichtfolge hinein. Endlich finden sich in weiter Verbreitung hunte, feinstückige Breccien und graue Kalksandsteine, auf deren Oberfläche kleine Exemplare von *Orbitulina concava* Lam. als warzenförmige Vorsprünge herauswittern.

Wegen der Kleinheit und unscheinbaren Färbung lassen sich diese Einschlüsse nur mit genauester Aufmerksamkeit erkennen.

Diese in ihrer Gesamtheit treffend als „Kreideschiefer“ zu bezeichnende Schichtgruppe erinnert am meisten noch an die Fleckenmergelserie. Sie hat aber bedeutend mildere und dunkler gefärbte Verwitterungsformen und liefert leicht bewachsbare, schön geschwungene, milde Gehänge.

Das Hangende der etwa 300—400 m mächtigen Schichtfolge ist nicht bekannt, da die Schichten entweder frei zutage liegen oder von Schubmassen eingedeckt werden. Gegenüber den Gosauschichten stellen sie eine sicher ältere transgressive Bildung dar, welche mit den Gosauschichten nirgends in unmittelbare Berührung kommt.

Es ist dies dadurch zu erklären, daß diese Kreideschiefer bereits von großen Überschiebungen zugedeckt waren, ehe noch die Ablagerung der Gosauschichten begann.

Gosauschichten (Kr).

Sandsteine, Mergel — Breccien, Konglomerate —
große Blöcke.

Die Gosauschichten treten in diesem Kartenbereiche in zwei getrennten und recht verschieden entwickelten Ablagerungen auf.

Das eine Gebiet am Nordrande des Blattes ist die Fortsetzung der Muttekopf-Gosau von Blatt „Lechtal“, das andere sind zerstreute, ziemlich spärliche Reste an der Südseite der Parseierspitz-Gruppe, die eine eigene Darstellung erfahren haben.

Die Schichten der Muttekopf-Gosau sind in unserem Gebiete eine Folge von Breccien, Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln, welche ziemlich eng zu hochliegenden Mulden verbogen sind. Besonders schön sind diese Mulden am Galtseitenjoch und an der Südseite der Kogelseespitze erschlossen. Sie enthalten aber nur mehr einen Teil der Gosauschichten, die etwas nördlich vom Kartenrande erst ihre Vollentwicklung erreichen.

Am Westende der Gosaumulde, südlich der Kogelseespitze macht sich an der Basis der Oberkreide eine gewaltige Anhäufung von groben Breccien und Konglomeraten breit, die hauptsächlich aus Hauptdolomit bestehen. Darüber folgt ein grauer, dickbankiger Kalk, dann feine Sandsteine und graue, gelbliche, feinschichtige Mergel, häufig mit prächtigen Wellenfurchen verziert. Darüber schließen Sandsteine und bunte, feinere kalkalpine Konglomerate vielfach wechselnd die Kreideserie ab.

Die Breccien und Konglomerate bestehen hier aus aufgearbeitetem lokalen Schutt und erst im östlichen Abschnitt stellen sich die exotischen Gerölle darin häufiger ein.

Im Hintergrund des Larsenntales enthalten die Gosauschichten nicht nur massenhaft exotische Gerölle, und zwar verschiedene Arten von Verrucano, Buntsandstein, Quarzphyllit, Grauwacken, Porphyre. . . sondern auch gewaltige Blöcke aus oberrhätischen Kalken.

Dieselben sind keine tektonischen Schubsplitter, sondern offenbar durch submarine Gleitung von ehemaligen Küsten-

felsen ins Gosaumeer hineingeglittene Abbruchtrümmer. Für diese Auffassung spricht auch das Auftreten von kleineren und größeren, stark gestörten Schichtlagen und Faltenstücken mitten zwischen ruhig gelagerten Schichtmassen. Auch hier hat man es offenbar mit submarinen Gleitungen zu tun. Besonders schön sind diese Gleitfaltungen an der Südseite des Muttekopfs und an der Ostseite des Rotkopfs zu sehen. Nicht selten sind hier auch größere, gefaltete, mergelige Schichtpakete vollständig in Konglomeratmassen eingebettet.

Gosaubreccien der Eisenspitze (K₁).

An der Südseite der Eisenspitze und dann am Südhang des Rauhenkopfs zwischen Grins und Stanz sind Reste von bunten Breccien erhalten, in denen bisher zwar keine Fossilreste entdeckt wurden, die aber nach ihrer Zusammensetzung und Lagerung mit Wahrscheinlichkeit als Ablagerungen der Gosauzeit zu deuten sind.

Sie bestehen durchaus aus kantigem, lokalem, rein kalkalpinem Schutt, und zwar einer recht unregelmäßigen Vermischung von grobem und feinerem Material.

Die Trümmer sind durch graues, gelbliches, rotes, braunes, meist kalkiges, seltener mergeliges oder hornsteinartiges Bindemittel verkittet. In der Schlucht bei Flirsch kann man gleich neben der Straße schon mächtige Blöcke dieser Gosaubreccien vermischt mit großen Verrucanoblöcken beobachten.

Die Breccie überzieht an der Eisenspitze die Felsen von etwa 1500 m bis über 2800 m empor und erscheint dabei teils den älteren Schichtgliedern transgressiv aufgelagert, teils mit den jüngeren wechsellagernd. Diese Wechselagerung dürfte aber eine tektonische Feinverschuppung vorstellen. Interessant ist, daß sich hier aus den Lagerungsverhältnissen sicher schließen läßt, daß die Gosaubreccien nicht nur auf einer überkippten Schichtfolge zur Ablagerung gelangten, sondern daß damals diese Überkipfung viel stärker als heute gewesen sein muß.

Die Breccien östlich von Grins liegen zwischen 1100 *m* bis 1300 *m* dem Triasgebirge auf und sind hornsteinig verkittet.

Wichtig ist, daß diese Breccien trotz ihrer heutigen engsten Nachbarschaft mit dem Kristallin der Silvretta-masse kein Stück daraus in ihrem Schuttwerk enthalten.

Ältere Grundmoräne des Inntalgletschers (*qm₁*).

Ältere Grundmoränen haben sich im Kartenbereiche nur auf der Terrasse westlich von Imst sowie an der Südseite des Tschirgants und westlich vom Imster Bahnhofs feststellen lassen.

In allen Fällen handelt es sich um stark bearbeitete typische Grundmoränen, schichtungslos, reich an wohlpolierten, gekritzten Geschieben und so fest gepreßt, daß die Anschnitte lotrechte Wände bilden.

Die Aufschlüsse sind nur klein und auf Blatt „Landeck“ ungenügend ersichtlich gemacht. Es ist nötig, hier die Karte durch die Beschreibung zu ergänzen.

In der Malchbachschlucht ist oberhalb der Mündungsklamm, besonders schön an der Südseite, über dem Grundgebirge eine ausgezeichnet entwickelte Grundmoräne voll deutlicher gekritzter Geschiebe in einem etwa 4 *m* hohen Aufschluß zu sehen.

Sie ist reich an zentralalpinen Geröllen (Juliergranit, Serpentin, viele Gneise, Kalke) von blaugrauer Farbe und wird glatt von horizontalem Bänderton überlagert. Darüber stellen sich erst grobe lokale, dann grobe graue, horizontal geschichtete Schotter ein, die massenhaft Kristallin führen. Auf diesen liegt endlich die weißgraue hangende Grundmoräne, welche wesentlich ärmer an kristallinen Komponenten ist.

An der Südseite des Tschirgants liegt ganz nahe der nordöstlichen Kartenecke ein Rest eines älteren Bergsturzes, der sowohl von Grundmoräne überlagert wie auch unterlagert wird.

Die Liegendmoräne ist auch hier wie bei Imst ungewein fest, voll prächtiger gekritzter Geschiebe, reich an Kristallin und wird mit völlig glatter Grenze unmittelbar von dem verkitteten Blockwerk des Bergsturzes überdeckt. Auch dieser Aufschluß ist sehr bescheiden und nicht leicht zu finden.

Beide Moränen erinnern sehr an die Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie.

Konglomerate (qc).

Gehängebreccien (qh).

Konglomerate sind nur in verschwindend kleinen Resten bei Imst und Gehängebreccien nur an der Südwestseite des Tschirgants entwickelt.

Die Konglomerate bei Imst sind im wesentlichen Reste einer kalkalpinen Aufschüttung, die nur spärlich kristalline Geschiebe enthält. Es ist wahrscheinlich, daß das wandbildende Konglomerat noch von älterer Grundmoräne unterlagert wird.

Die Überlagerung erfolgt durch Sande und Schotter, welche reich an kristallinen Bestandteilen sind. Diese zur Immtalerrasse gehörigen lockeren Sand- und Schottermassen werden dann von der Hangendmoräne überlagert.

In Resten lassen sich die konglomerierten Schotter tief in die Malchbachschlucht hinein verfolgen.

Die Gehängebreccien sind an dem Steilhang östlich von Karres in mehreren Gräben gut aufgeschlossen. Es handelt sich um alte verkalkte Schutthalden aus Wettersteinkalk. Einschlüsse von kristallinen Gesteinen wurden nicht angetroffen. Die Gehängebreccie wird deutlich von der hangenden Grundmoräne des Immtalgletschers überlagert.

Diese Gehängebreccien müssen früher an der Südseite des Tschirgants eine viel weitere Verbreitung innegehabt haben, denn wir finden in dem großen Bergsturz von der Weißen Wand östlich von Meishof zahlreiche große Blöcke derselben Wettersteinbreccien eingestreut.

Ältere — jüngere Bergsturzmasse des Tschirgants.

Von der steilen Südflanke des Tschirgantszuges haben sich mehrere Bergstürze ins Inntal herabgestürzt, von denen der größte noch zum Teil in unser Kartengebiet gehört. Er ist aus der sogenannten Weißen Wand losgebrochen, einer gewaltigen, schroffen Wand von weißlich grauem, brüchigem Wettersteindolomit. Die Hauptmasse dieses Bergsturzes lagert heute auf der Südseite des Inntales und erstreckt sich ziemlich weit noch ins Ötztal hinein. Es ist ein wildes Blockwerk aus Wettersteindolomit, Raibler Schichten, Hauptdolomit sowie untergeordnet Schottern und Blöcken der aufgestauten Ötztaler Ache. Am Westrande liegen die schon erwähnten Trümmer einer Gehängebreccie. Der Bergsturz muß nach dem Rückzug der letzten Großvergletscherung entstanden sein, denn er hat die mächtigen Grundmoränenmassen des Inntalgletschers am Südfuß des Tschirgants überfahren.

Seitlich benachbart von der großen Ausbruchnische dieses postglazialen Bergsturzes befindet sich nun ein Rest eines älteren interglazialen Bergsturzes. Er ist in der Nordostecke der Karte unauffällig eingetragen.

Wie schon beschrieben wurde, wird hier das verkittete grobe Blockwerk dieser älteren Bergsturzmasse von typischer blaugrauer Grundmoräne unterlagert und von weißlich-grauer Grundmoräne überdeckt. Es ist nur mehr ein kleiner Rest der ehemals wohl viel ausgedehnteren Bergsturzmasse unmittelbar unter den Steilwänden erhalten geblieben.

Der postglaziale Bergsturz hat nicht nur die Ötztaler Ache, sondern auch den Inn gestaut, was heute auch an einer Schotterterrasse zu erkennen ist, welche den Inn vom Bergsturz bis in den Durchbruch von Karres begleitet.

Bergstürze im kristallinen Gebirge und den Bündnerschiefern (*r*).

a) Aus Triasgestein (Pontlatz).

Von dem Felskopf P. 1526 zwischen Falpaus und Puschlin, nördlich von Prutz ist der Triaskalk, aus welchem der Kopf besteht, in gewaltigen Blöcken nieder-

gestürzt, welche eine Blockhalde von 1100 m Höhe abwärts bis zum Ufer des Inn bilden. Der Bergsturz ist aller Wahrscheinlichkeit nach postglazialen, vielleicht historischen Alters. Seine Blöcke werden zum Kalkbrennen abgebaut.

b) Im Kristallin.

Felsabstürze sind im kristallinen Grundgebirge an zahlreichen Stellen zu beobachten, hauptsächlich im Pitztal und Kaunertal, wo die außerordentliche Steilwandigkeit der Talflanken und die Unterschneidung derselben durch die einstigen Gletscher sowie durch die Bäche dies begünstigt. Auf der Karte konnten nur ein paar der größten eingetragen werden. Im Pitztal ist zwischen Ritzenried und Wiese das Tal durch einen kleinen Riegelberg eingeengt, den „Seeleskogel“ nach der kleinen Wasseransammlung auf seiner Höhe benannt. Er besteht zur Gänze aus einer Bergsturzmasse, welche von den Wänden des Söllbergs und der Ritzenrieder Alm niedergebrochen ist und hauptsächlich aus Blöcken von Amphibolit besteht, viele darunter von enormer Größe. Das von oben zufließende Wasser versetzt in der Blockmasse, ebenso der Abfluß des kleinen Sees.

Eine andere große Bergsturzmasse lagert im Kaunertal oberhalb des Weilers Platz, in Form eines großblockigen, unregelmäßigen, waldbestandenen Hügelwerks zwischen den Feldfluren. Die Gneis- und Quarzitblöcke desselben stammen von den Steilwänden der rechten Talseite, von den Ausläufern des Radelsteins. Auch dieser Bergsturz ist postglazial.

An den Hängen des Schönjöchls gegen die Terrasse von Ladis-Fiß sieht man große Nischen im Gehänge, aus welchen das Gestein zum Teil in Gestalt von murartigen Rutschungen abgesehen ist, zum Teil aber wohl auch als Felssturz niedergebrochen ist, wie bei der großen Felsnische oberhalb Fiß. Das Material des Bergsturzes dürfte hier von den Gletschern der Eiszeit größtenteils abgeschoben worden sein. Höher oben, am selben Gehänge, sowie auf der Fisser Ochsenalm sind große Rutschmassen, welche auch heute noch zum Teil in langsamer Bewegung sind.

Am Ausgang des Paznaun wird das rechte Talgehänge zwischen Wiesberg und Platills von Bergsturzböcken übersät bis hinab zur Straße, welche von dem freien Rand des an einer Schubfläche vorgeschobenen Granitgneises abgebrochen sind. Auch die großen Blockmassen ober dem Gfallwirthshaus dürften zum Teil Bergsturzmassen aus den Steilhängen der linken Talseite entstammen.

Häufig sind kleinere Felssturzmassen in den Karen und dort durch alle Übergänge mit den Blockhalden verbunden. Als eine der größeren wurde jene an der Nordseite des Peuschelkopfs eingetragen.

Terrassensedimente (*qz*).

Bändertone, Mehlsande (*qh*).

Diese Ablagerungen erlangen in der Umgebung von Imst ihre Hauptverbreitung, lassen sich aber von dort auch noch weiter aufwärts im Inntal verfolgen.

Sie beginnen hier in der Sohle des Gurgltales mit mächtigen, wohlgeschichteten, blaugrauen Bändertonen.

Südlich des Inns stellen sich über den Bändertonen feine Mehlsande ein (auf der Karte statt mit vertikalen, irrtümlich mit horizontalen Strichen bezeichnet!), welche in der Terrasse von Arzl eine große Mächtigkeit erreichen. An den tiefen Anschnitten der neuen Pitztalstraße konnte man erkennen, daß diese gelblichen, oberflächlich ungeschichteten Sande eine deutliche Schrägschichtung besitzen, die vom Pitztal heraus innaufwärts gerichtet erscheint. In einer Höhe von über 800*m* werden sie von horizontalen Sanden und Schottern überlagert. Die Aufschüttung reicht aber hier westlich vom Arzl bis über 1000*m* empor. Dieselbe Höhe erreichen die Schotter auch auf der Terrasse Imst-Tarrenz sowie östlich von der Ruine Kronburg.

An der Mündung der Pitztalschlucht sowie am östlich benachbarten Walder- und Waldelebach sehen wir die Inntalaufschüttungen eng verbunden mit gewaltigen, gleichzeitigen lokalen Aufschüttungen aus den kristallinen Tälern.

Besonders großartig sind die Aufschlüsse zu beiden Seiten des Walderbaches.

Die Höhe der Verschüttung nimmt auch weiter inn-aufwärts nicht ab.

Wie schon angeführt wurde, reichen die Schotter und Sande des Inns östlich von der Ruine Kronburg bis über 1000*m* empor.

In noch höherer Lage treffen wir bunte, gelblich verwitterte Schotter, reich an kristallinen Geröllen auf der Terrasse von Stanz.

Sie liegen hier oberhalb der Holzbrücke über das Stanzer Tobel in einer Querfurche in 1100—1200*m* Höhe und werden von weißlichgrauer Grundmoräne überlagert.

Die Grundmoräne hat in ihren unteren Teilen ziemlich viel Material von diesen Schottern aufgearbeitet und sich einverleibt.

In der Hauptmasse handelt es sich aber um eine weißliche, fast rein kalkalpine Grundmoräne.

Jüngere Grundmoräne des Inntalgletschers (*qm₂*).

Die hangende Moräne des Inntalgletschers ist auch heute noch an vielen Stellen und teilweise sogar in großen zusammenhängenden Feldern erhalten.

Die größten Massen liegen in der Umgebung von Imst und reichen hier z. B. bei Karres vom Inniveau bis gegen 1400*m* empor. Dabei enthalten sie allerdings einzelne geschichtete Lagen sowie Zonen mit größerem Blockwerk. Die reinste Entwicklung tragen diese Grundmoränen auf der breiten Terrasse westlich von Imst zur Schau.

Sie sind hier blendend weiß entwickelt, ungeschichtet, reich an gekritzten Geschieben, ziemlich arm an Kristallin und bilden ein gewaltiges zusammenhängendes Feld. Unter ihnen ist weithin das Grundgebirge mit Gletscherschliffen bedeckt. Sie lagern aber auch dem gelblich verwitterten Terrassenschotter mit ziemlich scharfer Grenze und ohne jede Wechsellagerung auf. Das Schottermaterial erscheint gegenüber dem Material der Grundmoränen hier auffallend stärker verwittert und zersetzt. Größere Blöcke sind in den

Grundmoränen sehr selten enthalten. Die meisten erraticen Blöcke liegen frei auf dem Gehänge herum. Die Grundmoränen zeigen im allgemeinen eine ziemlich streng lokale Färbung nach der Abnützung des Untergrundes.

Es gibt aber merkwürdige Ausnahmen. So liegt nordöstlich von Grins ein hochgelegener Moränenrest ganz auf Triasdolomit und besitzt trotzdem eine schmale, 1—2m dicke Basiszone, die fast nur aus rotem, verschlepptem Buntsandstein besteht. Die Hauptmasse darüber ist weißliche, typische Grundmoräne. Westlich von Strengen liegt unter der Dawinalpe eine mächtige Grundmoräne, die dunkler und heller schräg talab gestreift erscheint.

Grundmoräne und Schotter wechselnd (qm_2).

Es ist im Inntal unterhalb von Landeck die Grenze der Hangendmoräne gegenüber den Terrassenschottern sowohl durch die Lagerung als auch die Materialverschiedenheit im allgemeinen deutlich und scharf gezogen.

Um so bemerkenswerter ist daher die Erscheinung, daß sich oberhalb von Landeck mehrere Stellen finden, wo die Hangendmoränen mit Schotterlagen in Wechsellagerung stehen.

Im Bereiche von Blatt „Landeck“ sind drei solche Stellen bekanntgeworden. Eine befindet sich oberhalb von Grins am Südfuß der Parseier Spitze, die zwei anderen bei Ried im Gebiet des Schwemmbaches und des Christinenbaches.

Bei Grins treffen wir in der Gasillschlucht zwischen 1300—1400m Höhe eine mehrfache Wechsellagerung von typischer Grundmoräne mit groben, kalkalpinen Schottern. Die Grundmoräne enthält dagegen reichlich gekritzte und kristalline Geschiebe.

In der Schlucht des Schwemmbaches, südlich von Fendels, lagern zwischen 1300—1500m Höhe große Massen von blaugrauer Grundmoräne, welche mit buntgemischten gröberen Schotterlagen wechseln. Das Material der Grundmoränen besteht vorzüglich aus Bündnerschiefern, während in den Schottern eine bunte Gesellschaft von Gneisen, vereinigt liegt.

Ähnliche Aufschlüsse zeigen sich auch im benachbarten Christental.

Der vertikale Spielraum der hier nachgewiesenen Wechselagerungen beträgt ca. 200m. Dieselben gehören wahrscheinlich zeitlich in den Rückzug der letzten Großvergletscherung hinein und zeigen uns eine immerhin ganz beträchtliche Schwankung an.

Wohl zu beachten ist dabei, daß alle diese Stellen hoch über der Sohle des benachbarten Inntales liegen (bei Grins ca. 300m, bei Ried ca. 400m). Es ist daher nicht möglich, diese Stellen als die mit Grundmoränen verzahnten Enden der Inntalterrassen aufzufassen. Wie man bei Grins und Stanz unmittelbar erkennt, liegen die Schotter der Inntalterrasse tiefer als diese Wechselagerungen und werden von der Hangendmoräne schräg abgeschnitten und eingedeckt.

Ablagerungen der Rückzugsstadien, Blockmoränen (qm_3).

Blockmoränen aus Kr und trk (qm_3).

Die Ablagerungen der sogenannten Rückzugsstadien nehmen besonders im südlichen Kartenbereiche ausgedehnte Räume ein und fallen oft durch ihre deutlichen und stattlichen Wallformen besonders ins Auge.

Eine Auflösung in die oft recht deutlichen Unterstufen konnte bei dem kleinen Maßstab der Karte nicht zur Ausführung gelangen.

Die Formen der Ablagerungen sind vor allem meist gebogene, seltener gerade Wälle, die aus streng lokalem Schutt- und Blockwerk an der Stirne und an den Flanken der Einzelgletscher aufgehäuft wurden.

Vielfach sind die seitlichen Wälle mit dem Stirnwall zu einem geschlossenen Bogen verbunden, der auch heute noch vielfach unzerstört vorliegt.

Insbesondere ist dies regelmäßig der Fall, wenn die Quellen erst unter den Moränen zutage treten.

Daß es sich hier zum Teil um energische Vorstöße oder den Beginn einer neuen Vergletscherung gehandelt

hat, erkennen wir an den Blockmoränen westlich von Imst und an jenen an der Südseite der Parseierspitz-Gruppe.

Besonders auffallend sind diese Verhältnisse bei Imst, weil hier die Lokalgletscher des Muttekopfs ihre Wälle vor allem mit dem bunten Gosaumaterial erbauten, während die Hangendmoräne des Inntalgletschers aus Triasdolomit und Kristallin besteht. Die Wälle der Lokalgletscher steigen auf ca. 1040 — 1300 *m* herab. Bedenkt man, daß bei Imst der Hochstand der Großvergletscherung zwischen 2250 — 2300 *m* lag, so bestätigt uns dieser Befund ein vorheriges Abschmelzen des Inntaleises um mindestens 1000 — 1200 *m*.

Das ist natürlich unmöglich mit einem gleichzeitigen Herabsteigen der sonenseitigen Lokalgletscher um denselben Betrag zu vereinen.

Es beweist vielmehr, daß nach dem Abschmelzen der Großvergletscherung, eine neue Vereisung stattfand, wobei die Lokalgletscher sich mächtig entwickelten, ohne daß die Ferngletscher sie zu hindern vermochten.

Vielleicht gehören die früher besprochenen Wechselagerungen von Schotter und Grundmoränen zu einem entsprechenden Vorstoß des Inngletschers.

Im Bereiche des Pitztals sind unter der Bezeichnung gm_3 wohl auch die älteren Grundmoränen des Pitztalgletschers inbegriffen.

Bei Wald scheint unter den Terrassensedimenten auch noch Liegendmoräne entwickelt zu sein. Interessant ist die Beobachtung, daß der breite Pillersattel nicht vom Inntalgletscher überschritten worden ist. Es sind keine erratischen Engadinergesteine zu finden.

Postglaziale Terrassensedimente (*gz*).

Diese Ausscheidung bezieht sich auf sicher postglaziale Terrassen, welche sich einerseits bei Landeck, andererseits bei Ried im Inntal einstellen.

Sie haben nur eine ganz lokale Verbreitung. Die Stau-
terrasse oberhalb des großen Bergsturzes von der Weißen
Wand ist nicht eigens auf der Karte ausgeschieden.

Kalksinter.

An zahlreichen Stellen haben die aus dem Boden aus-
tretenden Wässer ihren Kalkgehalt in Form von fein-
porösen, lichtgelbem Kalksinter ausgeschieden, welcher in
plattigen, dicken Schalen das Gehänge überzieht und sich
immer noch weiter bildet. Im Gebiet der Bündnerschiefer
sind diese Bildungen an die Züge der bunten Bündner-
schiefer gebunden und erreichen hier stellenweise große
Ausdehnung und Mächtigkeit, z. B. unter Fendels, bei
Obladis u. a. O. Auf der Masneralm ist er durch den
Eisengehalt des Quellwassers rot gefärbt.

Im Phyllit bilden sich solche Absätze im Inntal zwischen
Landeck und Fließ, ohne daß die Herkunft des Kalk-
gehaltes hier immer ersichtlich wäre.

Unterhalb Fließ werden Innschotter dadurch konglo-
meriert, der Kalkgehalt dürfte hier den darüberliegenden
Grundmoränen entstammen. Auch gegenüber Ried sind
Reste eines alten Schuttkegels durch Kalksinter verbunden.

Rezente Schuttbildungen, Vegetationsverdeckungen (r).

Die noch in Weiterbildung begriffenen Schutthalden an
den Steilhängen und besonders in den Karen wurden,
soweit es sich um größere Massen handelt, eigens aus-
geschieden und gegen den anstehenden Fels abgegrenzt.

Bei der Kleinheit des Maßstabes ist man dabei an gar
manchen Stellen zu einer schematischen Vereinfachung
der Grenzen gezwungen.

Mit derselben Bezeichnungsweise sind auch Stellen ein-
getragen, wo eine dichte Bewachsung und Humusdecke
weiterhin den Einblick ins Grundgebirge verhindert.

Natürlich können solche Stellen durch Abholzung und
Einreißen von Wildbächen mit der Zeit wieder Auf-
schlüsse erhalten.

Flußalluvionen (*ra*).

Die frischen Flußaufschüttungen, soweit sie allenfalls sogar noch im Bereiche von gelegentlichen Hochwasserüberflutungen liegen, wurden durch Weißblassen ersichtlich gemacht. Es sind dies nur größere langgestreckte Talauen am Inn zwischen Imst und Landeck sowie oberhalb der Pontlatzer Enge sowie ein verschüttetes Staubecken an der Rosanna oberhalb der großen Murschuttkegel der Blankspitze.

Glaziale Felsfurchenlandschaft.

Diese morphologische Ausscheidung soll auf Stellen aufmerksam machen, wo die Einwirkung der Eiserosion auf das Grundgebirge besonders deutlich hervortritt.

Es sind dies hier die Felsterrasse von Karres und Gunglgrün bei Imst und die Felsterrasse von Stanz bei Landeck.

In diesen Fällen sind in den Eisfurchen noch vielfach Streifen Grundmoränen erhalten geblieben. Andere Gebiete solcher lebhafter Eisgestaltung sind die Anhöhen bei der Dawinalpe an der Südseite der Parseierspitz-Gruppe sowie der Pillersattel zwischen Inn- und Pitztal.

Wegen der Feinheit und Vielheit der Furchen und Mangel an Moränen konnten diese Gebiete auf der Karte nicht eigens ausgeschieden werden.

B. Das kristalline Gebirge und das Gebiet der Bündnerschiefer.

Von Wilhelm Hammer.

Auf dem Blatt Landeck kommt die nordwestliche Ecke der aus kristallinen Gesteinen aufgebauten Öztaleralpen zur Darstellung, das untere und mittlere Pitztal, die untere Hälfte des Kaunertals und die beide umschließenden Bergkämme umfassend. Von SW her reicht bis in die Mitte der Karte das nordöstliche Ende der Silvretta-Gruppe, ebenfalls aus Gneisen, Glimmerschiefern und verwandter Gesteinen zusammengesetzt. Beiden vorgelagert erstreckt sich zwischen ihnen und dem Südrand der nördlichen Kalkalpen eine Zone von Phyllit, welche durch ihre leichtere Verwitterbarkeit und bessere Bewachsung einen Streifen sanfteren und gut besiedelten Geländes zwischen die beiderseitigen schroffen und vielfach kahlen Hochgebirgsgebiete einschaltet. Zwischen den Silvretta- und Öztalergneisen tauchen im oberen Inntal die Bündnerschiefer auf.

Literaturverzeichnis.

a) Gebiet der Bündnerschiefer.

- O. Ampferer: Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals. Jahrbuch d. geol. R.-A. 1915.
- O. Ampferer u. W. Hammer: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrbuch d. geol. R.-A. 1911. S. 574 u. 683 u. ff.
- J. Blaas: Geologischer Führer durch Tirol und Vorarlberg. Innsbruck, Wagner 1902.
- W. Hammer: Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. (Mit 2 Kartenbeilagen). Jahrbuch d. geol. R.-A. 1914.
- Glazialgeologische Mitteilungen aus dem Oberinntal. Verh. d. geol. R.-A. 1912.

- W. Hammer: „Pfunds-Landeck“ im „Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden“. Herausgegeben von der Geologischen Vereinigung. Leipzig, bei M. Weg 1913. S. 36—38.
- Mojsisovics E. v.: Beiträge zur Altersbestimmung einiger Schiefer- und Kalkformationen d. östl. Schweizer Alpen. Verh. d. geol. R.-A. 1872.
- Penk u. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd. 1909.
- W Paulcke: Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. Berichte d. naturf. Ges. in Freiburg, XIV. Bd. 1904.
- Senger: Ergebnisse der geognostisch-montanistischen Bereisung des Oberinntales und des Vinschgaus. Berichte über die Leistungen d. geognost.-montanistischen Vereines f. Tirol u. Vorarlberg. Innsbruck 1839.
- G. Stache: Notizen aus den Tiroler Zentralalpen. Verh. d. geol. R.-A. 1873.
- Über die als Lias gedeuteten Kalke und Kalkschiefer südlich Landeck im Oberinntal. Verh. d. geol. R.-A. 1872.
- Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. Jahrbuch d. geol. R.-A. 1874. S. 135 u. ff.
- G. Steinmann: Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündnerschiefer. Berichte d. naturf. Ges. z. Freiburg i. Br. I. u. II. Bd. 1895 u. 1898.
- R. Staub u. J. Cadisch: Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. Ecclologiae geol. Helvetiae. XVI. Bd. 1921.
- E. Sueß: Über das Inntal bei Nauders. Sitz-Berichte d. k. Ak. d. Wiss. in Wien. Mathem.-naturw. Kl. 114. Bd. 1905.
- P Termier: Sur la fenêtre de la basse Engadine Compt. rend. d. ac. de science Paris 24. X. 1904.
- Les résultats de l'excursion de la „Geologische Vereinigung“ à les nappes lepontines à l'ouest de Innsbruck. Compt. rend. Paris. 155. Bd. S. 1602.

b) Kristallines Grundgebirge.

- O. Ampferer u. W Hammer: Geol. Querschnitt (siehe oben). S. 572 u. ff.
- J. Blaas: Ein Profil im Vorderen Pitztal. Verh. d. geol. R.-A. 1909. — Führer durch I. u. V. (siehe oben).
- A. Cathrein: Mineralogie u. Petrographie des Pitztals, in Schuch, das Pitztal. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1906. S. 260.
- W. Hammer: Die Phyllitzzone von Landeck. Jahrbuch d. geol. R.-A. 1918. — Über einige Amphibolite aus dem Kaunergrat in den Öztaleralpen. Verh. d. geol. R.-A. 1917.
- Geologischer Führer durch die Westtiroler Zentralalpen. Bornträger, Berlin 1922.
- G. A. Koch: Geologische Mitteilungen aus dem vorjährigen Aufnahmegebiet in den Öztaleralpen. Verh. d. geol. R.-A. 1875.
- Geologische Mitteilungen aus der Öztaleralpengruppe, Pitztal und Kaunsertal. Jahrbuch d. geol. R.-A. 1875.

- G. A. Koch: Erläuterungen zur geologischen Aufnahmekarte der Silvretta-Gruppe. Verh. d. geol. R.-A. 1877.
 — Die Abgrenzung und Gliederung der Silvretta-Gruppe. Wien 1884.
 A. Pichler: Quarzphyllit der Trisannabrücke. Verh. d. geol. R.-A. 1885.
 — Rauschrot und Rauschgelb bei Arzl. Tschermaks Mineral. Mitteilungen 1883.
 — Beiträge zur Geognosie Tirols. Zeitschr. d. Ferdinandeums. 1864.
 B. Sander: Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrbuch d. geol. Staatsanstalt 1921.
 Sonklar: Die Ötztaler Gebirgsgruppe. Gotha 1861.
 M. Stotter: Die Ötztaler-Gruppe und die Silvretta. Aus dem Nachlaß herausgegeben von A. Pichler. Zeitschr. d. Ferdinandeums. Innsbruck, III. Folge. 8. Heft 1859.
 B. Studer: Geologie der Schweiz, Bern und Zürich. 1851 u. 1853.
 Trentinaglia-Telvenburg: Das Gebiet der Rosanna und Trisanna. Wien 1875.
 J. Trinker: Petrographische Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol. Innsbruck, bei Wagner 1853.

Beschreibung der auf der Karte ausgeschiedenen Gesteinsarten.

Schiefergneis (Biotitplagioklasgneis) und quarzitischer Schiefergneis (*gb₁*).

Dies ist die am meisten im ganzen Gneisgebirge der Ötztaler- sowohl wie der Silvretta-Gruppe verbreitete Gesteinsart, welche mancherlei Abarten umfaßt und die anderen Gneise und Amphibolite als Einlagerungen umschließt.

Es sind ausgezeichnet schieferige und flaserige Gesteine von geringer bis mittlerer Korngröße, auf den Schieferungsflächen dunkel gesprenkelt, im Querbruch lichter und von rostbrauner Verwitterungsfarbe. Sie bestehen aus Quarz, Feldspat (Plagioklas) und sehr viel Glimmer, welcher in kleinen, parallel geordneten Schuppen das Gestein erfüllt und besonders die Schichtflächen bedeckt. Der Glimmer ist größtenteils Magnesiaglimmer (Biotit), daneben kommt in geringer Menge auch Kaliglimmer beigemischt vor. Im Querbruch sieht man hauptsächlich die kleinen weißen Feldspatkörner und die grauen Quarze.

In manchen selteneren Abarten tritt der Feldspat in etwas größeren rundlichen Körnern im Querbruch und bei glimmerärmeren auch auf den Schieferungsflächen hervor — es sind die auf dem südlich angrenzenden Kartenblatt Nauders sehr stark verbreiteten körneligen oder Perlgneise. Auf Blatt Landeck kommen solche seltener und meist in schwächer ausgeprägter Form vor, so am Leinerjoch, im obersten Waldeletal, am Söllberg und Schalenberg im Pitztal, auf der Neubergalm und am Kamm südlich des Wildgrat. An einzelnen Stellen entwickeln sich die Feldspate (Albite) zu besonderer Größe, indem sie in Knoten bis zu mehreren Millimeter Dicke die anderen Bestandteile umschließen — Feldspatknötchengneise, wie sie im hintersten Ötztal und im Langtaufertal häufig in den Schiefergneisen anzutreffen sind. Auf Blatt Landeck fand ich solche, zwischen Krumpensee und Niederjoch, an der Nordostkante des Söllberges (Pitztal), unter dem Tiefental ferner (Pitztal) und an der Nordseite des Brechkogl.

In Paznaun finden sich Schiefergneise, mit sehr großen Feldspatknotten auf der Bergalm im Istalanztal, während die Perlgneise in Paznaun — soweit es auf Blatt Landeck gezeichnet ist — sonst fast ganz fehlen (Medrig-Furgler).

Häufig gehen die Schiefergneise durch ein Zurücktreten des Feldspatgehaltes und besonderen Glimmerreichtum in glimmerschieferähnliche Gesteine über, wobei dann gewöhnlich auch mehr Kaliglimmer als Bestandteil auftritt. Manchmal enthalten sie auch Staurolith, oft Granat, welcher auch in den anderen Schiefergneisen nicht selten ist. Derartige Glimmerschiefer finden sich z. B. am Stilleck, Hoheck und bei Raut-Glittstein in Paznaun, am Gatschberg, am Kamm Wildgrat-Krenzjoch im Pitztal u. a. O.

Anderseits gehen die gewöhnlichen Schiefergneise oft in sehr feinschuppige, biotitreiche Gneise über, welche dann zu den unten angeführten Biotitschiefern überleiten.

Eine auch in der Karte eingetragene Abart sind die quarzitischen Schiefergneise, welche, wie schon der

Name sagt, durch einen höheren Gehalt an Quarz ausgezeichnet sind, demgegenüber die anderen Bestandteile zurücktreten, womit Übergänge in die Quarzite gegeben sind. Es sind grünlichgraue oder bräunliche, gutgeschieferte Gesteine, die Schichtflächen mit reichlichen Glimmerbelag beider Glimmerarten, im Querbereich erscheint das sehr feinkörnige Quarzgemenge. Solche finden sich besonders im Kaunertal nördlich Feuchten sowie am Leinerjoch.

Die Schiefergneise verwittern im allgemeinen leicht und bilden innerhalb des Gneisgebirges die mildereren Kammformen und die Mulden und sanfteren Rücken des Gehänges gegenüber dem schroffen Aufbau der schwerer verwitternden Granitgneise und Amphibolite. Infolgedessen sind auch die überwiegend aus Schiefergneis bestehenden Berge des vordersten Pitztals (Leinerjoch) und des Paznaun breiter, weniger steil und mit weiten, schönen Almweidenflächen ausgestattet, als die wilden Granitgneis- und Amphibolitberge des mittleren Pitz- und Kaunertals.

Biotitfleckengneise (Schiefergneis mit Biotitporphyroblasten) **des Paznaun** (*gb₁*).

Beiderseits des Paznaunales von Kappl talaufwärts breiten sich Schiefergneise aus, welche durch die Art und Verteilung des Glimmers von den anderen unterschieden sind. Die Schieferungsflächen sind mit silberhellen Schüppchen von Kaliglimmer (Muskowit) dicht überstreut oder es breiten sich größere Blätter solcher aus, außerdem sind über diese Flächen aber in auffälliger Weise große, dunkelbraune Schuppen von Biotit oder kleine Flecken aus mehreren Biotitschüppchen gleichmäßig in lockerer Verteilung verbreitet, wodurch sie ein lebhaft geflecktes Aussehen gewinnen. Im Querbruch tritt stärker das feinkörnige Quarz-Feldspatgemenge hervor, doch sind auch hier die Biotitflecken zu sehen, um so mehr als manche der Biotitfleckchen senkrecht zur Schieferungsebene gestellt sind. Im übrigen sind diese Gneise nach Struktur und Zusammensetzung den gewöhnlichen Schiefergneisen gleich und gehen auch ganz allmählich

in diese über. Es wiederholen sich in den Biotitflecken-
gneisen auch die eben beschriebenen Abarten der
Schiefergneise; glimmerreiche, in Glimmerschiefer über-
gehende Arten und glimmerarme, stärker gneisige, welche
hier besonders häufig sind, sowie Übergangsformen zu
Quarziten, welche hier dann als Biotitquarzite entwickelt sind.

In ihren Verwitterungsformen und Einfluß auf Be-
wachsung und Wasserführung verhalten sie sich gleich
wie die anderen Schiefergneise.

Schuppiger Biotitgneis (*g*).

Nur sehr untergeordnet findet sich im Gebiet von Blatt
Landeck diese Abart der Schiefergneise, welche in den
inneren Ötztaleralpen sich viel weiter ausbreitet. Es sind gut
gebankte bis tafelig brechende Gesteine aus Quarz, Plagio-
klas und Biotit; erstere bilden ein sehr feinkörniges Ge-
menge, in welchem die ebenfalls wenig großen braunen
Glimmerschuppen parallel in gleichmäßiger Verteilung ein-
geordnet sind. Manchmal sind auch quergestellte Biotit-
täfelchen vorhanden. Der stets vorhandene Granat ist mit
freiem Auge in der Regel nicht sichtbar. Der Glimmer-
gehalt ist gering, dagegen neigen diese Gneise oft zu
einem Überhandnehmen des Quarzes und einer damit
verbundenen Überleitung in Biotitquarzite, mit denen
vergesellschaftet sie auftreten.

Solche Gesteinsgesellschaft streicht quer über das
Leinerjoch (Zeigerberg) und über das oberste Walder-
und Waldeletal. Außerdem bauen solche feinkörnige Biotit-
gneise das hohe Felsgerüst der Vesulspitze auf, in
oftmaliger Wechsellagerung und engsten Verband mit
glimmerreicheren Schiefergneisen und mit Quarziten. Auch
ganz kleine kurze Lagen von Amphibolit durchziehen hier
stellenweise schlierenartig die feinkörnigen Biotitgneise.
Im Bereich der Biotitflecken-
gneise am Kamm zwischen
Vesul- und Visnitztal ist gleichfalls ein Lager derartiger
Gneise, welche in einem lichten Quarzfeldspatgemenge
einzelne große Biotite oder Nester von Biotitschuppen
enthalten. Quarzite begleiten den Zug von einem Tal
bis ins andere.

Biotitschiefer (*gb*).

Als solche sind auf der Karte ausgeschieden dünn-
tafelige Schiefer von dunkelviolettblauer bis brauner Farbe
(schokoladefarbig) und sehr feinem bis dichtem Korn.
Im Hauptbruch sieht man die Bedeckung mit zahllosen
allerfeinsten Biotitschüppchen, im Querbruch sind nur bei
etwas gröberkörnigen Lagen feine Körner der übrigen
Bestandteile, Quarz und Feldspat zu erkennen. Bei Unter-
suchung unter dem Mikroskop ergibt sich, daß das Gestein
dieselbe Zusammensetzung hat wie die schuppigen Biotit-
gneise, doch mit viel stärkerer Beteiligung des Biotits.
Auch sind fast überall kleinste Kriställchen von Turmalin
darin. So wie jene sind sie meist von Biotitquarziten
begleitet und gehen bei weniger deutlicher Ausbildung in
feinkörnige Schiefergneise über.

Biotitschiefer streichen in ein paar Zügen südlich von
Feuchten quer über das Kaunertal; sie reichen westwärts
bis zur Karlspitz und Kuppscharte, durchziehen den
Mooskopf und reichen ostwärts bis zum Verpeiljoch. Auch
auf der Tiefentaleralm im Pitztal stehen sie an. Ihr Haupt-
verbreitungsgebiet ist über das Radurscheltal und Reschen-
scheideck (Blatt Nauders).

Quarzite (*gu*).

Hellgraue bis dunkelgraue oder grünlichgraue Gesteine,
in der Regel von sehr feinem Korn und von großer
Härte. Sie sind je nach der Beimengung von Glimmer
massig, dickbankig bis schieferig und durch alle Über-
gänge verbunden mit den oben angeführten Gneis- und
Schieferarten. Auch die Amphibolite werden häufig von
ihnen begleitet und umsäumt und es ist mit freiem Auge
nicht immer möglich feinkörnige, quarzführenden Amphi-
bolite von Quarziten zu unterscheiden.

Sie bestehen in reiner Ausbildung fast nur aus Quarz.
Die Beimengung des Glimmers (Muskowit oder Biotit) ist
eine sehr wechselnde und vermittelt den Übergang zu
Glimmerschiefern und zu quarzitischen Gneisen.

Quarzites sind besonders in dem Ötztalergneisgebirge allenthalben verbreitet, sie schalten sich aber auch im Phyllit, z. B. Vennetberg und besonders in der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer häufig ein. (Tobadill, Großgfall.)

Kristalliner Kalk (*yk*).

Solcher ist nur an zwei Orten in sehr geringer Menge anstehend.

Das eine Vorkommen befindet sich beim Hof Glittstein, gegenüber von See in Paznaun und besteht aus zwei Lagern von 50 bis 100 *m* Länge und 5 bis 10 *m* Mächtigkeit, welche in einem glimmerreichen, von Pegmatitadern durchzogenen Schiefergneis gleichsinnig eingebettet liegen. Es ist ein lichtblaugrauer, am Rand durch silikatische Beimengungen verunreinigter Marmor, gut gebankt und zusammen mit dem Gneis stark verfaultet. Er wurde früher zum Kalkbrennen verwendet; für ornamentale Zwecke ist er nicht geeignet.

Das zweite, noch kleinere Vorkommen ist am Grat vom Thialspitz zum Gatschkopf (P 2587), näher ersterem, aufgeschlossen. Es sind zwei Einlagerungen von gut geschichtetem bis dünnschieferigem, lichtgrauem kristallinen Kalk, der lagenweise starke Beimengungen silikatischer Minerale enthält, und ebenfalls in glimmerreichen Adergneis eingeschlossen ist. Das obere Lager bildet eine kleine enggeschlossene Mulde.

Über das benachbarte Kalkvorkommen am Kamm des Rauchkopf ober Hochgallmig, das auf der Karte mit derselben Farbe ausgeschieden ist, siehe unten unter „Verrucano“

Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer (*γph*).

(Feldspatführende Granatglimmerschiefer von Großgfall.)

Zwischen den Zug der Phyllite im Inn- und Stanzertal und die Gneise des Ötztals und der Silvretta schaltet sich eine Zone von Gesteinen ein, welche petrographisch einen Übergang zwischen beiden Gebieten bilden, wie dies schon bei einem Quergang durch alle drei Zonen von Landeck längs der Reichsstraße nach Prutz beobachtet werden kann.

Die vermittelnden Gesteine sind vor allem Phyllitgneise, wie solche besonders am Piller sich weit ausbreiten, das heißt Schiefer, welche durch ihren ständigen Gehalt von Feldspat den Gneisen zuneigen, durch ihren Glimmerreichtum — zumeist Muskowit, doch daneben auch Biotit in mäßiger Menge — und durch die oft phyllitähnliche Struktur dem Phyllit in ihrer Tracht sich anschließen. Sie enthalten oft Granat, wie auch die angrenzenden Teile des Phyllit häufiger granatreich zu sein pflegen. Die Phyllitgneise sind den unten aufgezählten feldspatführenden Abarten des Phyllits am ähnlichsten.

Die Gesteinsart ist in dieser Zone eine oft schwankende, häufig sind quarzitische Züge eingeschaltet, besonders in der Gegend von Tobadill und Hochgallnig.

Hierher gestellt wurde auch der Schiefer, welcher die Steilstufe des Gehänges unter der Ganatschalm südlich Flirsch bildet; ein sehr glimmerreicher Schiefer, der nach seinem Feldspatgehalt zu den Gneisen gerechnet werden kann und Biotit als herrschenden Glimmer enthält. Ein ganz ähnlicher Schiefer steht auch an den Steilhängen östlich, gegenüber der Gampernunalm an; in seinen oberen Teilen schalten sich viele quarzitische Lagen ein, die höher hinauf, dann von einer Wechselfolge von Quarzit und Phyllit überlagert werden.

In den höheren Gehängen des Rifflerstockes gegen das Stanzertal, auf den dortigen Almen und Seitenkämmen breitet sich über der noch in der Waldregion durchziehenden Zone der Phyllitgneise eine Folge von Schiefern aus, welche zum Teil deutliche Phyllite sind, zum Teil den Schiefergneisen gleichen, neben zahlreichen Quarzitlagen und Übergangsformen zwischen beiden. Die Auscheidung auf der Karte mußte in den unklar ausgeprägten und unscharf voneinander abgegrenzten Schiefern, durch die Einzeichnung fester Grenzlinien unvermeidlich schematisierend gehalten werden.

In diesem Bereich erscheint in der flachen Talmulde der Großgfallalm eine Wechselfolge von Quarzit und phyllitischen Schiefern, welche letztere dadurch gekennzeichnet sind, daß auf ihrem Querbruch kleine weiße

Feldspatkörner hervortreten. Auch auf der Schieferungsfläche sieht man sie. Die Schiefer enthalten reichlich hanfkorngroße Granaten. Auch die Quarzite zeigen vielfach im Querbruch kleine weiße Feldspatknötchen. Gegen das Niederjoch zu, verliert sich die typische Ausbildung und herrschen Phyllit und Granatphyllit, die sich nicht mehr von den Granatphylliten der Paznauner Seite petrographisch unterscheiden lassen, auch in den tieferen Partien schalten sich manche Lagen von feldspatfreien Granatglimmerschiefer dazwischen ein; die typischen Formen mit Feldspatgehalt, gleichen oft sehr den feinkörnigen unter den im nächsten Abschnitt beschriebenen Feldspatknotengneisen.

Der Eigenart der Ausbildung und der unsicheren Abgrenzung gegenüber den beiden genannten Gesteinsgruppen wegen, wurden sie auf der Karte gesondert ausgeschieden.

Rücksichtlich ihrer Verwitterung und ihrem Einfluß auf Oberflächenformen des Gebirgs, nimmt die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer eine vermittelnde Stellung ein, zwischen Phyllitgebiet und Gneisgebirge, wie es ja auch der Stellung der Gesteine, zwischen beiden entspricht. Im Rifflerstock bilden sie sehr steile und oft von Felsstufen durchzogene Waldhänge unterhalb der flacheren Almengelände; die flache Weite des Pillersattels wird nicht durch die Gesteinsart als vielmehr die Lage des vorglazialen Inntallaufes bedingt. Im Inntal und im Gehänge bis zum Paznaun hebt sich die Zone morphologisch nicht hervor.

Feldspatknotengneise ($\bar{y}p$).

Unter diesem Namen ist auf der Karte eine charakteristische Gesteinsart aus der Zone der Phyllitgneise herausgehoben.

Es sind vollkommen schieferige Gesteine von gneisigem Aussehen und großem Glimmerreichtum. Als solcher ist Biotit und Muskowit enthalten, letzterer in größeren Schuppen, manchmal großen Blättern. Das Kennzeichen des Gesteins sind weiße, mehrere Millimeter große Feldspate.

welche als innig mit den anderen Bestandteilen verwachsene, von diesen durchsetzte Knoten im Querbruch, oft auch im Hauptbruch hervortreten. Bei stärker verschieferten Formen nehmen sie die Form kleiner Linsen an (Mezzanbach). Auf den Schichtflächen sieht man nicht selten auch kleine Granatkörner. Manchmal ist eine lagenweise Sonderung, bzw. Anreicherung der Gemengteile zu beobachten.

Die Feldspatknoten sind später als die übrigen Bestandteile auskristallisierte Albite. Die Gneise selbst sind aus Sedimenten hervorgegangene Schiefergneise.

Übereinstimmende Gneisarten sind in den inneren Teilen der Ötztaleralpen häufig verbreitet, selten auch in den Schiefergneisen des vorderen Pitz- und Kaunertals (siehe oben). Im Paznaun kommt ein solcher Knotengneis auf der Bergalm im Istalanztal zutage.

In der Phyllitgneiszone setzen sie in den Wänden des Riffler gegen das Malfontal zuerst ein, sehr schön ausgebildet und vielfach wechsellagernd mit Granatglimmerschiefer, Phyllit und Quarzit. Weiterhin stehen sie in gleicher Gesellschaft und oftmaligem Wechsel an der Mittagsspitze an — die Eintragung auf der Karte mußte dem Maßstab entsprechend stark vereinfacht gehalten werden. Große Entfaltung erreichen sie dann im Gebirge ober Tobadill, beiderseits der Flathalm und am Thialspitz, wo sie mit den unten zu besprechenden Orthogneisen sehr eng verbunden sind. Es folgt gegen Osten noch das Vorkommen am Mezzanbach bei Urgen, dann setzen sie aus und nur am Gehänge des Vennetbergs, nahe ober Piller (Kirche) ist noch ein kleines, recht deutliches Lager solcher Gneise aufgeschlossen.

Granat und Staurolith führende Glimmerschiefer des Paznaun (pk).

Der Kamm des Weißkogels, die Blankaspitze sowie der Kamm Gfallkopf-Pezinerspitz und ihre ganze Südabdachung bis zur Sohle des Paznauntales werden von Glimmerschiefer bedeckt; das feinschieferige Gestein zeigt

seine Schieferungsflächen von graulichem oder silberglänzendem Glimmerbelag überdeckt, in dem in Menge kleine Granatkörner stecken, und auf manchen Schichtflächen in Menge Kristalle von Staurolith bis zu 2 oder 3 *cm* Länge zur Auswitterung kommen. Auch Cyanit ist manchenorts in ähnlich großen Kristallen anzutreffen, z. B. am Lattejoch. Quarzitische Bänke fehlen auch in diesem Schiefer nicht.

An der Nordseite des Hohen Spitz (nördlich Lattejoch) gehen die Granatglimmerschiefer in Phyllitgneise über unter lagenweisem Wechsel beider, wobei sich auch Lagen mit Feldspatknoten dazwischenschieben: außerdem durchziehen zahlreiche Quarz- und Aplitadern diese Region.

Wo der Staurolithgehalt fehlt, wie am Niederjoch, ist, wie oben schon angeführt wurde, eine Abtrennung von den phyllitischen Schiefen der Stanzertalseite kaum durchzuführen. Östlich des Pezinerspitz, am Klein-Gfallkopf und Umgebung gehen sie nach unten allmählich in die Schiefergneise über.

Mit derselben Farbe wurden auf der Karte auch die Schiefer am Rothbleiskopf und Gamsberg zwischen Paznaun und Urgtal eingetragen. Sie sind nicht so deutlich ausgeprägt wie jene am Rifflerkamm, weil sich oft gneisige Lagen, Adergneise und ähnliche Gesteine sowie granatfreie Glimmerschiefer dazwischenschieben, doch sind deutliche Granatglimmerschiefer und staurolithhaltige Glimmerschiefer am Rothbleiskopf, Gamsberg, Gatschberg u. a. O. allenthalben anzutreffen, so daß der ganze Komplex am besten hier angeschlossen werden kann.

Die leicht verwitternden Granatglimmerschieferhänge an der Südseite des Rifflerstockes bilden den fruchtbaren Boden, auf welchem sich zahlreiche Häusergruppen der Gemeinde Kappl ansiedeln konnten, sowie die prächtigen Grasmatten der Spidur- und der Dyasalm, wobei am Untergrund der Almen allerdings auch die Moränenbedeckung der Hänge stark mitbeteiligt ist.

Phyllit (*ph*).

(Quarzitischer Phyllit, Lagenphyllit des Grabberges).

Der Phyllit setzt am Ostrand des Blattes bei Roppen ein, verbreitet sich dann stark im vorderen Pitztal, wo er den breit ausladenden Bergrücken des Vennetberges zusammensetzt und setzt sich quer über das Inntal ins Stanzertal fort, dessen anmutige Mittelgebirgsterrassen von Tobadill und Grins daraus bestehen. Bei Flirsch verschmälert sich die Phyllitzone stark, erstreckt sich aber noch südlich der Rosanna talaufwärts bis an den Westrand des Kartenblattes. Er endet erst am Arlberg.

Der Phyllit ist ein feinschieferiges Gestein von stahlgrauer bis silberglänzender Farbe, grünlichgrau oder rostfarben verwitternd, dessen Schieferblätter stets wellig verbogen oder gefältelt sind. Am Querbruch sieht man ihn von dünnen weißen Quarzfasern durchzogen, seltener trifft man auch große Quarzknuern. Die Schieferungsflächen sind von zusammenhängenden Glimmerhäuten — Lagen mit unbewaffnetem Auge nicht mehr trennbarer feinsten Glimmerschuppen — überzogen. Bei etwas gröberem Korn sieht man aber auch die Schuppung des Glimmers und im Querbruch das körnelige Aggregat des Quarzes.

An vielen Stellen enthält der Phyllit Granat beigemengt, in Körnchen bis zu Hanfkorngröße, welche auf den Schichtflächen in großer Zahl als kleine Knötchen hervorragen. Solche Granatphyllite trifft man bei der Station Flirsch, am Eingang ins Malfontal, bei Grins, Stanz, Zams, bei Urgen, Fließ, an der Thialspitze, am Grabberg, bei Brennwald (Pitztal) u. a. O.

Im allgemeinen sind sie gegen den Südrand der Phyllitzone hin häufiger als im nördlichen Teil derselben.

Besondere Abarten des Phyllites entstehen durch starke Zunahme des Quarzes sowie durch Eintritt von geringen Mengen von Feldspat in die Zusammensetzung des Gesteins. Beides tritt oft gleichzeitig ein, wobei die Glimmerhäute des Phyllits durch Abnahme des Glimmergehalts sich in eine lockere Beschuppung mit Muskowit auflösen.

Es entwickeln sich auf diese Weise einerseits Glimmerquarzite und Glimmerschiefer, anderseits feldspatführende Phyllite (Gneisphyllit). Letztere enthalten gewöhnlich neben Muskowit auch Biotit, welcher durch seine Umwandlung in Chlorit dem Gestein eine grünliche Färbung verleiht. Zusatzweise führen sie auch Granat und Turmalin in kleinen Kriställchen.

Derartige quarzitische und gneisige Phyllite sind aufgeschlossen in der Stanzerschluft, unter Schrofenstein, auf den Mähdern nördlich des Zintlkopfs, in der Dawinschlucht, ober und unter Tobadill, am Griesbüchl bei Landeck, Hochgallmig, Larcheralm, Vennetberg u. a. O.

Eine besondere Abart ist an den obersten Südhängen des Grabbergs zu sehen, von wo sie sich über den Kamm hinweg in die obersten Nordabstürze des Vennetberggipfelkamms bis zum Ostgrat desselben verfolgen läßt. Hier besitzt der Phyllit eine ausgeprägte Sonderung der Bestandteile in Lagen (Lagenphyllit) indem ziemlich dicke weiße felsspathhaltige Quarzlagen mit starken Glimmerlagen wechseln und das Gestein im Querbruch fein gebändert erscheinen lassen. Er enthält auch wieder chloritierten Biotit. Am Grabberg geht er in Granatphyllit über, am Vennet in quarzitische Abarten.

Der Phyllit ist unter den kristallinen Schiefen des Landeckerblattes das am leichtesten verwitterbare Gestein: die feine Spaltbarkeit und der große Glimmerreichtum befördern den mechanischen Zerfall, das Eindringen von Wasser und Frostwirkung und die chemische Umsetzung. In seinem Bereich runden sich die Bergformen und sowohl die eiszeitliche als die gegenwärtige Erosion haben die Phyllitzone zu breiteren Tälern und Mulden ausgearbeitet. Sein Boden erleichtert die Bildung einer zusammenhängenden Pflanzendecke und wohl die besten Ackerbau- und Weidegelände der Gegend liegen im Phyllit; die Strengener Berghöfe, die Dorffluren von Grins und Stanz und die zahlreichen Höfegruppen am Pitztaler Gehänge des Vennetbergs. Allerdings neigt der Phyllit auch sehr zu Gehängerutschungen, welchen auch der Wasserreichtum im Phyllitgebiet Vorschub leistet. Es bilden sich leicht

tiefe Wildbacheinrisse, wie z. B. der Thialgraben bei Landeck, der Dawingraben u. a., welche bei Hochwasser große Massen losen Gesteins in die Tiefe führen, oder Teile des Gehänges geraten ins Rutschen und hinterlassen große, immer wieder nachbrechende Felsanrisse, wie z. B. ober Zappenhof bei Tobadill.

Für die Anlage von Straßen- und Bahneinschnitten bereitet er durch seine Dünnschiefrigkeit und Gleitfähigkeit Schwierigkeiten, wenn nicht ein höherer Quarzgehalt, wie er gerade in der Landeckerphyllitzone häufig ist, ihm einen besseren Halt verleiht.

Chloritschiefer (*ch*).

In den Phyllit sind an einigen Stellen kleine Lager dieser Gesteinsart eingeschaltet, von wenigen Metern Mächtigkeit und 100 bis 300 *m* Längsausdehnung. Es sind gut geschieferte, sehr feinkörnige (feinschuppig — filzige) Gesteine von dunkelgrüner Färbung. Im Querbruch heben sich aus der dunklen Gesteinsmasse sehr kleine weiße Körnchen von Feldspat (Albit) heraus. Kleine Quarz- oder Kalkspatfasern durchziehen manchmal das Gestein.

Die Hauptbestandteile sind Chlorit und Albit, Nebenbestandteile Titanit und Titaneisen sowie Quarz und Kalkspat.

Derartige Chloritschiefer stehen an bei Zams (am Weg nach Rifenal), bei Christ und Falterschein, bei Arzleier, am Gschwentkamm sowie bei Blons.

Etwas abweichend von diesen ist ein Grünschiefer, welcher oberhalb Ruezzen bei Tobadill ansteht, da er neben Chlorit und (wenig) Feldspat auch Strahlstein und Serizit enthält.

Amphibolit und Hornblendeschiefer (*hf*), **Quarzdiorit-aplit** (*D*).

Die Amphibolite bilden sehr mächtige und ausgedehnte Einlagerungen in den Ötztaler Gneisen; in den Gneisen der Silvretta sind auch zahlreiche, aber fast durchwegs ganz kleine Lager eingeschlossen. In den Phylliten und in

der Zone der Phyllitgneise treten keine Amphibolite auf, in ersteren finden sich aber ein paar kleine Vorkommen von Hornblendeschiefer, welche mit der gleichen Farbe wie die Amphibolite eingetragen wurden.

Die Amphibolite sind dunkelgrüne, gut gebankte Gesteine von großer Härte und Zähigkeit. Sie bestehen aus Hornblende (Amphibol) und Feldspat (Plagioklas), wobei ersterer gewöhnlich an Menge bedeutend überwiegt. Besondere Abarten ergeben sich durch die stärkere Beimengung von Granat (Granatamphibolit), welche Art im Pitztal (Graslehen, Wildgrat) und Kaunertal (Schwabenkopf) u. a. O. nicht selten anzutreffen ist; dazu gehören auch die Keyphitamphibolite, in denen die Granaten mit einer feinen Umwandlungsrinde aus Hornblende umschlossen sind. Solche kommen am Verpeilspitz und Söllberg vor. Andere Amphibolite enthalten Epidot in größerer Menge, der dem Gestein eine gelblichgrüne Färbung verleiht; Epidot bildet sich auch bei Umwandlung der Amphibolites in Druckzonen und durchzieht dann in Adern und Nestern das Gestein, z. B. in dem Amphibolit gegenüber von Kaltenbrunn. Seltener ist eine Abart, in welcher an Stelle der dunkelgrünen gedruugenen Hornblendekristalle langstenglicher, blaßgrüner Strahlstein eintritt; solche findet sich in den Wänden der Madatschspitzen gegen den Madatschferner.

Die Amphibolite stehen sehr oft in vielfacher Wechsellagerung mit Biotitgneisen und schieferig struierten Biotitgraniten so z. B. am Wildgrat, am Gsahlkogel u. a. O. Dabei führt dann der Amphibolit selbst auch oft Biotit als Gemengteil, dessen bronzefarben anwitternde Schuppen auffällig aus der dunkelgrünen Gesteinsmasse hervortreten, so am Gipfel der Rofelewand, am Gsahlkogel, Wildgrat u. a. O. Außer Verband mit Biotitgraniten steht ein solcher Biotitamphibolit bei der Kirche von Kappl an.

Durch stärkere Beimengungen von Biotit und von Quarz, der in vielen Amphiboliten in kleinen Mengen enthalten ist, ergeben sich Übergänge zu den Gneisen, welche man als Biotithornblendegneis bezeichnen kann.

Sehr oft enthalten die Amphibolite Schwefelkies (seltener auch Kupferkies) eingesprengt. Besonders reich daran ist der Amphibolit im Gigglerobel, wo alte Schurfbauwerke darauf angelegt sind, sowie die Amphibolitlager oberhalb der Säge W. H. Alpenrose im vorderen Kaunerthal, wo in neuerer Zeit darauf geschürft wurde. Auch am Krumpensee wurde darnach gegraben.

Hier ist schließlich auch das Gestein einzureihen, welches südlich von Feuchten am Fuß des Mooskopfs ansteht und auf der Karte als Quarzdioritaplit gesondert eingezeichnet ist. Es ist in einer mannigfaltigen Folge von Amphiboliten eingeschaltet. Die Struktur ist massig und feinkörnig; in einer weißen zuckerkörnigen Grundmasse aus Quarz und Feldspat sind einzelne Nester kleiner Hornblendekriställchen annähernd parallel eingeschlossen. Gegen den Rand hin vermehrt sich der Gehalt an Hornblende und tritt auch Biotit auf bei schieferig-stenglicher Struktur. Während die anderen Amphibolite nur Plagioklas als Feldspat enthalten, ist hier auch Kalifeldspat an der Zusammensetzung des Gesteins beteiligt. Nach dem Mineralgehalt und der chemischen Zusammensetzung gehört das Gestein zu den dioritischen Eruptivgesteinen und kann als Quarzdioritaplit benannt werden.

Auch die anderen Amphibolite sind Eruptivgesteine, ihrer chemischen Zusammensetzung nach gehören sie zur Gruppe der Gabbros und sind durch die regionale Metamorphose, welche das ganze Gneisgebirge erlitten hat, in ihre heutige Form gebracht worden.

Bei manchen hat sich die ursprüngliche Struktur noch zum Teil erhalten: ein solcher steht z. B. im vorderen Paznaun am Weg von Glitt nach Schrofens an, am Nordgrat des Planskopfs im obersten Urgtal, am Hexenkopf, am Schwabenkopf u. a. O., wobei aber meist schon Ansätze zur Bildung von Paralleltexur vorhanden sind. Die meisten Amphibolite haben aber vollkommen die Struktur kristalliner Schiefer angenommen, wobei die Korngröße von einer mittleren bis zur ganz feinkörnigen, dicht erscheinenden (z. B. Kaunergrathütte, Karlspitz u. a.) wechselt. Sehr oft ist durch lagenweise Sonderung der

Bestandteile eine Bänderung aus Hornblendelagen und feldspatreichen Lagen hervorgegangen. Seltener ist die Ausbildung einzelner besonders großer Hornblendekristalle (Porphyroblasten) in einem feinkörnigen Hornblendeaggregat, z. B. am Gsahlkogel.

Die Amphibolite bilden infolge ihrer großen Härte, Wetterfestigkeit und geringen Spaltbarkeit, dort, wo sie in größerer Mächtigkeit auftreten, schroffe, wilde und dunkelgefärbte Felsgrate und Hörner, besonders im Kaunergrat und am Wildgrat, wo sie zudem mit den ebenfalls steil und rauh anwitternden Biotitgraniten verbunden sind. Die dunkle Zackenreihe des Wildgrats, die Ölgrubenspitzen ober Kaltenbrunn, der Peuschelkopf, Radelstein, Gsahlkogel, Schwabenkopf, Verpeilspitz und Madatschtürme bestehen aus Amphibolit. Die größte Mächtigkeit besitzt die Amphibolitmasse, welche von der Ölgrubenspitze über den Krumpensee zum Acherkogel streicht und am Söllberg eine Mächtigkeit von mindestens 400 m erreicht. Von ihr sind die riesigen Blöcke niedergebroschen, welche zwischen Ritzentried und Wiese das Tal mit einem Riegelberg absperren (Seeleskogel).

Die Hornblendeschiefer im Phyllit sehen zumeist vielmehr den Chloritschiefern ähnlich als den Amphiboliten. Es ist eine Gruppe kleiner Vorkommen an der Ostseite des Vennetberges und eine zweite im unteren Malfontal. Erstere liegen teils auf der Larcheralm in den obersten Hängen unter dem Kamm, teils südlich von Wenns (Larchach, Matzlewald). Es sind sehr feinkörnige, dunkelgrüne Schiefer, die erst unter dem Mikroskop erkennen lassen, daß sie fast ausschließlich aus Hornblende zusammengesetzt sind und wenig Plagioklas enthalten, mit Ausnahme jenes an der Straße Wenns-Piller, das reichlich Plagioklas und Epidot führt. Die Lager am Vennetberg sind zum Teil reich an Zoisit.

Die Vorkommen im untersten Malfontal sind teilweise denen am Vennetberg gleich, daneben kommen aber auch Lagen vor, welche große Hornblendnadeln (bis zu 1 cm Länge) in einem aus Plagioklas und Quarz bestehendem weißem, feinkörnigem Grundgewebe enthalten. Sie wechseln bankweise mit Phyllitlagen.

Augen- und Flasergneis (*Ga*).

Den Schiefergneisen sind große Massen granitischer Gesteine eingelagert, welche ihre ursprüngliche Struktur als magmatisches Erstarrungsgestein durch Metamorphose verloren und die Form von Gneisen angenommen haben.

Der ursprünglich richtungslos struierte Granit hat dadurch Schieferung angenommen und bildet jetzt einen grobkörnigen Gneis, dessen Schieferung durch Verteilung der Bestandteile in großen Fasern sich ausprägt, wobei sehr oft einzelne Feldspatkörner, beträchtlich größer als die anderen Gemengteile sind und augenförmig hervortreten und von den anderen Bestandteilen umflossen werden. Diese Augen sind oft mehrere Zentimeter lang und heben sich besonders im Querbruch des Gesteins hervor, während der Hauptbruch von den Glimmerfasern teilweise überzogen wird. Der Feldspat der Augen ist ein Kalifeldspat (Mikroclin) und zeigt oft Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetz. Beide Glimmerarten beteiligen sich in wechselndem Mengenverhältnis, welches auch innerhalb desselben Lagers wechselt. Dabei nimmt in der Regel im randlichen Teil der Muskowit überhand, oft unter gleichzeitiger Abnahme des gesamten Glimmergehaltes, als aplitische Randfacies.

Bei besonders stark verschieferten Granitgneisen werden die „Augen“ kleiner, sie werden verdrückt und machen schließlich einer feinflaserigen, schiefrigen Struktur Platz. In den Glimmerfasern überwiegt dann ein feiner serizitischer Glimmer und breitet sich immer mehr aus auf Kosten des Feldspates, bis als letztes Endprodukt ein blättriger Serizitschiefer oder ein lichter, feiner Glimmerschiefer hervorgeht.

Augen- und Flasergneise von großer Mächtigkeit setzen das Bergmassiv der Aifenspitzen zusammen und setzen sich von dort ostwärts ins mittlere Pitztal fort, welches bei Zaunhof eine gewaltige, kuppelförmig aus der Tiefe aufragende Masse derselben durchschneidet.

In der Silvrettagruppe wird der Hohe Riffler und seine Seitenkämme von einer sehr bedeutenden Masse solcher

Gneise aufgebaut. Im Kern derselben steckt noch ein wenig umgewandelter Biotitgranit.

Die Augengneise verwittern großblockig und formen steile hohe Felsmassive, im tieferen Gehänge steilwandige, felsige Waldhänge. Granitgneis und Amphibolit im Verein schaffen den wilden Hochgebirgscharakter der Gräte des Kauner- und Pitztal. Die Kare des Hochgebirges erfüllen die Augengneise mit unwegsamen Blockmeeren in der Form der eiszeitlichen Rückzugsmoränen sowohl als auch durch jüngere Blockhalden.

Biotitgranitgneis (G').

Beiderseits des mittleren Kaunertal sowie am Wildgrat im Pitztal stehen in Gesellschaft der Amphibolite bedeutende granitische Massen an, welche mehr oder weniger ausgeprägte Parallelstruktur besitzen bei geringer oder mittlerer Korngröße. Augenstruktur ist nur ausnahmsweise entwickelt. (Granitgneis bei Wald i. Pitztal.)

Als Glimmer ist nur Biotit beteiligt; manche ausgedehnte Massen wie jene der Schweikert-Rofelewand sind glimmerarm bis zu aplitischer Gesteinsart; andere wie z. B. jene am Tristkogel zeigt Anhäufung von Biotit in Flasern. Die große Masse des Kuppkarlesspitz hat mittleren Biotitgehalt bei gering entwickelter Paralleltexur.

In seiner Zusammensetzung ist er von den zweiglimmerigen Augengneisen dadurch unterschieden, daß er weniger Kalifeldspat als diese enthält; manche Arten führen fast nur Plagioklas.

Auf den engen Verband mit den Amphiboliten wurde bereits oben hingewiesen; er äußert sich in einer lebhaften Wechsellagerung, die bis zu einem Wechsel in dünnen Bändern herabgehen kann. In einem Fall überwiegt der Amphibolit und sind nur einzelne Lagen von Biotitgranitgneis und Biotithornblendegneis darin eingeschlossen, z. B. Wildgrat, andererseits umschließt die große Biotitgranitgneismasse des Schweikert einzelne schwächte Bänder von Amphibolit (ebenso auch am Verpeilspitz Nordgrat), deren Größe sich so vermindern kann, daß sie schließlich

wie am Südgrat der Rofelewand nur mehr als basische Konkretionen des Granits erscheinen.

In der Silvrettagruppe ist ein wenig ausgedehntes Lager von Biotitgranitgneis mit Amphibolit durch Übergänge eng verbunden am Nordgrat des Planskopf (Urgtal) anstehend und besitzt Augengneisstruktur. Am Blankahorn steckt im Augengneis des Riffler ein kleiner Stock von Biotitgranit mit basischen Konkretionen.

Am Ausgang des Paznaunales, in der Schlucht oberhalb Wiesberg sind Biotitgranitgneise in die dort über das Tal ziehende Mylonitzone einbezogen und auf das heftigste verflasert und gepreßt. Nicht viel besser erhalten sind in der weiteren Fortsetzung derselben Zone gegen O die Granitgneise beiderseits der Flathalm, wobei durch Serizitbildung ein Übergang zu den zweiglimmerigen Granitgneisen hergestellt wird.

Auch der Biotitgranitgneis bei Wald im Pitztal hat durch seine Lage am Schubrand der Öztaler Gneise, besonders an seinem Nordrand starke Pressung und teilweise Mylonitisierung erlitten. Er ist teilweise ein stark flaseriger Augengneis und führt auch etwas Muskowit, so daß auch er eine Übergangsstellung zu den zweiglimmerigen Augengneisen einnimmt.

Muskowitgranitgneis und Pegmatit, pegmatitische Durchhäderung (*Gm*).

Die ersteren sind weiße, meist ziemlich grobkörnige Gesteine von ausgeprägt gneisiger Struktur, an deren Zusammensetzung Feldspat (vorwiegend Kalifeldspat), Quarz und Muskowit beteiligt sind, welch' letzterer in einzelnen Schuppen parallel geordnet im Gestein verteilt ist, oder auch als serizitischer Belag auf den Schieferungsflächen sich ausbreitet. Die Verwitterungsformen sind ähnlich denen der übrigen Granitgneise.

Sie sind in allen Teilen des Gebietes verbreitet, ohne irgendwo besonders große Ausdehnung zu gewinnen. Im Phyllit sind kleine Lagen solcher vielfach anzutreffen: größere Lager davon stecken im Phyllit am Nordostkamm

des Vennettbergs. Es sind zum Teil glimmerarme und sehr grobkörnige, wenig geschichtete Gesteine.

Die Zone der Phyllitgneise begleiten am Rifflerstock große Lagen von Muskowitgranitgneis. Auch im Gneis- und Glimmerschiefergebirge südlich des Riffler sind sie verbreitet. Im Gneisgebirge kommt diese Gneisart, wie erwähnt, oft innerhalb der großen Granitgneismassen als lokale Ausbildung, besonders an den Rändern derselben häufig vor.

Die erwähnten grobkörnigen, fast ungeschieferten Granitgneislager am Vennet bilden den Übergang zu den Pegmatiten: sehr grobkörnige, in der Regel richtungslos struierte, nicht verschieferte Gesteine aus Quarz, Feldspat und Muskowit, der in großen, schönen, silberigen Täfelchen kreuz und quer im Gestein steckt. Oft ist schwarzer Turmalin (Schörl) in unvollkommenen großen Kristallen beteiligt, selten Granat. Am Murmentenkarspitz (oberstes Waldertal) enthalten sehr quarzreiche Pegmatite Andalusit in schönen rötlichen Kristallen von mehreren Zentimeter Länge.

Durch Abnahme aller anderen Gemengteile gehen die Pegmatite in reine Quarzgänge über; oft fehlt der Glimmer völlig.

Die Pegmatite durchdringen in Adern die Gneise, größere Mengen derselben breiten sich lagerartig parallel zwischen den Gneislagen aus, kleinere dringen in allen Richtungen durch das Gestein und zerteilen sich in feinsten Adern und Äderchen zwischen den Schieferblättern. Dabei steigt dann im Gneis die Vollkommenheit der Kristallisation der Gneisbestandteile und tritt stellenweis Turmalin in weiter Verbreitung auf. Die leichtflüssigen Restteile des granitischen Magmas und die begleitenden Gase haben den Gneis in allen Fugen durchdrungen und stellenweis neu umkristallisiert. Derartige Adergneise, auch mit größeren Gängen darin, begleiten den ganzen Südrand der Silvrettagneise gegen die Bündnerschiefer; ebenso sind sie am Nordrand der Silvrettagneise vom Urgtal bis ins vordere Paznaun verbreitet.

Seltener sind auch die Pegmatite verschiefert und zeigen dann parallel geordnete Glimmerschuppen und Serizitbildung.

Diabasgänge (*Di*).

Sowohl die Phyllite als die Glimmerschiefer und Gneise werden von Gängen diabasischer Gesteinsart durchdrungen. Dieselben erreichen eine Längserstreckung bis zu mehreren hundert Metern bei einer Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis zu 30 bis 40 *m*. Sie folgen im allgemeinen der Schieferung der Gesteine, dringen aber manchmal auch quer zu den Schichtlagen vor, wie man dies z. B. an dem Gang östlich der Landecker Kirche sehen kann.

Das Gestein ist dicht bis feinkörnig, von graugrüner Farbe. Bei etwas größerem Korn kann man, besonders auf den Anwitterungsflächen feine weiße Nadelchen von Feldspat in wirrem Aggregat von der dunkelgrüngrauen Grundmasse abheben; öfter aber erscheint das Gestein nahezu dicht. Oft blitzen kleine Pyritkörnchen auf. Bei dem Gang im Madatschtal (südlich Feuchten) sind große Feldspatleisten (3 bis 4 *mm*) als Einsprenglinge entwickelt. An manchen Gängen ist der Rand feiner körnig und lichter als das Innere des Ganges und (im Dünnschliff gesehen) fluidal struiert.

Die mikroskopische Untersuchung und die chemische Analyse (siehe Literatur) ergeben, daß diese Gesteine zu den Diabasen zu stellen sind. Plagioklas und Augit, bzw. dessen Umwandlungsprodukte, sind die Hauptgemengteile; die Gänge bei Kappl und am Rifflerstock—Lattejoch enthalten Hornblende in größerer Menge. Die Struktur ist ophitisch. Eine besondere Stellung nimmt der Gang am Schlanderkopf ein, welcher aus feinem Hornblendeaggregat und größeren Hornblendeinsprengungen neben wenig Feldspat und Quarz besteht und makroskopisch weiß und grün gesprengelt erscheint.

Der Diabasgang, welcher im Schloßbachgraben am Kaunerberg am Gneisrand eingedrungen ist, ist durch Zersetzung und Verdrückung gänzlich umgewandelt und erscheint makroskopisch weiß mit bräunlichen Punkten, unter dem Mikroskop ist die diabasische Zusammensetzung noch erkennbar. Ebenso ist das Ganggestein, welches zwischen Puschlin und Löchl (ober Pontlatz) ansteht,

so sehr durch Druck und Umwandlung verändert, daß seine Zuordnung zur Gruppe dieser Ganggesteine unsicher ist.

Die chemischen Analysen sowie die genauen mikroskopischen Beschreibungen dieser Gesteine sind in den oben angeführten Arbeiten enthalten.

Mit dem Aufdringen dieser Ganggesteine steht das Vorkommen von Erzen am Öztaler Gneisrand in ursächlichem engen Zusammenhang. Am bedeutendsten ist dies bei den Gängen im Tösnertal, an welche das Bleierzvorkommen des Tösner Bergbaus gebunden ist (Blatt Nauders). Auf dem Blatt Landeck dürfte der Gang am Petersbach gegenüber Kaltenbrunn mit dem benachbarten Aufbrechen von Schwefelkies und Arsenkies im Zusammenhang stehen, welches beschürft wurde. Auch bei dem Gang im Schloßbachgraben besteht ein altes Schurfloch auf Kiese. Desgleichen dürften alte Bergbauversuche auf der Neubergalm (Pitztal) mit dem Durchstreichen eines solchen Diabasganges in Beziehung stehen.

Im Phyllit finden sich solche Gänge bei Grins, Landeck, Hinterstrengen, am Fließer Sonnenberg und zwischen Tobadill und Station Pians (letzterer Gang ist dunkelgrün und flaserig und erweist sich bei mikroskopischer Untersuchung als Diabasporyphyr mit Mandelsteinstruktur). Den Glimmerschiefer des Paznaun durchdringen Hornblendediabasgänge am Lattejoch, Rifflerkopf, Blankaspitz, beim Edm.-Gratschutzhaus und bei Kappl. In den Öztaler Gneisen folgen sie besonders der Randzone derselben gegen die Bündnerschiefer, so im Stalanzertal, Mathankopf, Kaunerberg—Aifenspitze. Tiefer innerhalb der Öztalergneise sind die Gänge beiderseits des Pauschelkopfs, am Verpeiljoch und im Madatschtal.

Mylonite.

Wie in dem Abschnitt über den Gebirgsbau weiter ausgeführt wird, ist das kristalline Grundgebirge und das Bündnerschiefergebiet, vor allem aber die Grenze beider von wiederholten tiefgreifenden, gebirgsbildenden Bewegungen ergriffen worden, welche in Faltung und Schub-

bewegungen ihre Auslösung fanden. An den Flächen auf welchen letztere Bewegungen vor sich gingen, wurden die angrenzenden Gesteine teils rein mechanisch, teils unter gleichzeitiger mineralischer Umwandlung in wechselndem Ausmaße umgeformt.

Unter der Bezeichnung Mylonit sind auf der Karte die am stärksten dergestalt umgewandelten Gesteinszüge kenntlich gemacht; alle Übergänge leiten von ihnen über zu dem normalen Gesteinszustand.

Innerhalb der kristallinen Schiefer sind oft breitere Zonen einer starken Durchbewegung unterworfen worden, welche sich in einer Umwandlung der Bestandteile äußert; Entstehung von grünlichen Serizitfasern und Lagen auf Kosten des Glimmers und der Feldspate, oft mit einer gleichzeitigen lagen- oder flaserweisen Sonderung der Bestandteile verbunden. Diese Umwandlungsstadien wurden im allgemeinen nicht in der Karte ausgeschieden.

Besonders stark unterliegen ihr unter gleichzeitiger mechanischer Zermalmung des Quarzes und der größeren Feldspatkörner die Granitgneise, welche als Lager zwischen weichere und gleitfähigere Schiefer eingeschaltet liegen. Ein auffälliges Beispiel dafür ist der grobflaserige Granitgneis, welcher in beträchtlicher Mächtigkeit südlich vom Dorf Wenns zwischen Phylliten einsetzt. Schon hier sind seine randlichen Teile stark schieferig und serizitisch; im weiteren Verlauf gegen Westen geht er in ein grünliches bis schwärzliches, dichtes Flasergestein über infolge der hochgradigen Zermalmung und Umwandlung aller seiner Bestandteile. Nur stellenweise lassen noch besser erhaltene Stellen die Herkunft aus Granitgneis erkennen.

Eine ähnliche heftige Verschieferung und Zerstörung haben die Granitgneislager im untersten Paznaun, bei Wiesberg und Giggel erlitten. Hier sind sie gemeinsam mit den begleitenden Schiefergneisen zu einer schwer auflösbaren Folge mylonitischer Schiefer zusammengeknetet.

Fast alle großen Störungslinien werden von Myloniten begleitet. Auf der Karte sind als solche nur jene ausgeschieden,

bei denen die Mylonitisierung zu einer vollständigen Zerstörung des ursprünglichen Gesteinscharakters geführt hat.

Es liegen dann dunkelgefärbte, schwarze oder grün-graue, dichte Gesteine vor, welche teils schieferig-flaserig oft aber ganz richtungslos-massig oder dickbankig struiert sind bei großer Härte und muscheligen Bruch. Beide Arten begleiten z. B. die Schubflächen Thialspitz—Giggleralm und den Nordrand der Gneiszone von Steinhof.

Besonders auffällig werden sie am Rand der Silvrettagneise gegen die Bündnerschiefer: sie durchdringen hier in einem Netzwerk von Gängen, von feinsten Adern angefangen bis zu mehreren Metern Dicke, kreuz und quer das Gestein; es bildet sich eine Art Breccie, indem wenig oder ganz unversehrte Gesteinstrümmer von einem Adernetz schwarzen oder grünen Mylonits zusammengehalten werden. Die Zermalmung ist eine so weitgehende, daß oft auch bei stärksten Vergrößerungen unter dem Mikroskop nur mehr eine feine Körnelung zu erkennen ist. Die Bildung solcher Mylonitbreccien hat nur in einer relativ schmalen Randzone des aufgeschobenen Gneises bzw. Amphibolites stattgefunden, während der überschobene Bündnerschiefer vollkommen frei von solchen Bildungen ist.

Auch in der Mylonitzone Flathalm—Hintergiggel findet man gleiche „Gangmylonite“, doch seltener.

Am Schubrand der Öztalergneise gegen die Phyllitzone kommen manchmal solche Mylonitadern vor, z. B. im Biotitgranit gegenüber Brennwald, doch herrschen mehr bankige und flaserige, schwarze Mylonite vor. Der Rand der Granitgneismasse des Aifenspitz gegen die Bündnerschiefer ist an dem verbreiterten südlichen Ende in ein graues oder bräunliches, feinkörniges, quarzitähnliches Gestein umgewandelt, von zahlreichen Rutschflächen und Harnischen durchzogen.

Oft sieht man in den dunklen, dichten Myloniten Schwefelkies eingesprengt, z. B. am Silvrettagneisrand und in der Gigglerzone. Südlich Wiesberg sind die schwarzen Mylonitschiefer an einer Stelle graphithältig.

Verrucano (*p*).

Quarzit des Verrucano. Eisendolomit.

Als Verrucano wird eine mannigfache Folge von klastischen Gesteinen bezeichnet, welche sich transgredierend über dem kristallinen Grundgebirge ausbreitet und von Buntsandstein und den übrigen Gesteinen der Trias überlagert wird.

Die Gesteine des Verrucano sind einerseits sehr serizit-reiche Schiefer, anderseits Quarzite und alle Übergänge zwischen diesen beiden Endgliedern.

Die Serizitschiefer sind feinschieferig, phyllitisch und von lichtgrüner, silbergrauer, blaugrauer, violetter Farbe; besonders charakteristisch ist eine fleckige, zwischen grün und violett wechselnde Färbung. Oft bemerkt man eingesprenzte Körner von Pyrit oder Nester von Limonit in ihnen. In dem Verrucanozug Ladis-Fiß erscheinen am Rande Phyllite, oft mit kleinen rostigen Putzen, deren Zugehörigkeit zum Verrucano nicht ganz sicher ist, da auch die randlichen Partien des Phyllits von Landeck gegen den Verrucano hin durch solche sekundäre Eisenerzester ausgezeichnet sind und mehreremals am Nordrand der kristallinen Zone gegen die Kalkalpen Phyllit tektonisch den Verrucano zwischengeschaltet ist.

Durch Beimengung von Feldspatkörnern gehen die Serizitschiefer über in schieferige Arkosen; andernorts enthalten sie große Quarzgerölle. Stark verquetschte derartige Serizitgeröllschiefer kommen auch in der Verrucanozone Urgtal—Patznaun vor.

Bei Überhandnehmen des Quarzes ergeben sich dann Serizitquarzite, ebenfalls lichtgrün oder lichtrötlich gefärbt. Oft enthalten sie Quarzgerölle, häufig von rötlicher Färbung. Der Serizitgehalt kann endlich soweit abnehmen, daß reine Quarzite und Quarzfelse vorliegen. Die letzteren erwiesen sich bei mikroskopischer Untersuchung als stark gepreßte Quarzsandsteine.

Die Quarzite treten als schroffe, unfruchtbare Felsmauern ins Gelände hervor, z. B. der Felsgrat auf dem die Ruine Laudeck steht. Mächtige Massen solcher stehen an der

Ostseite des Unteren Sattelkopfs bei Serfaus an und im Gehänge ober Flirsch (Schneckenbachtobel, Rammlestobel). Beiderseits vom Ausgang des Malfontal stehen rötliche Quarzite mit rundlichen Quarzgeröllen an. Bei Flirsch verbinden sich damit grobe Quarzkonglomerate. Die größeren Vorkommen von Quarzit und Quarzfels wurden auf der Karte gesondert ausgeschieden.

Die Gesteine des Verrucano sind in der Regel kalkfreie, rein silikatische Gesteine. Eine Ausnahme trifft man in dem Verrucanozug Urgtal—Hintergiggel wo im Serizitschiefer kleine kalkige und dolomitische Schlieren beigemischt sind.

Außerdem umschließt der Verrucano im Zuge Ladis-Fiß-Arzejoch Linsen von Eisendolomit. Kleine Nester davon stecken schon bei Ladis im Verrucano (Wolfsbach), größere Linsen trifft man anstehend ober Fiß und am Unteren Sattelkopf, die größte ist jene des Rotensteins auf der Komperdellalm bei Serfaus, welche in einer Kette kleiner Linsen sich gegen W fortsetzt. Schließlich sind noch auf der Masneralm im Stubental zwei solche aufgeschlossen.

Es ist ein weißer oder hellgelblichgrauer, zuckerkörniger Dolomit mit brauner oder rötlicher Verwitterungsrinde, undeutlich dickbankig und oft quarzhaltig. Eine kleine Linse im Verrucano des Thialspitz nimmt durch die Auswitterung der Quarzadern die Form eines Netzmarmors an. Am Rand gegen den umschließenden Schiefer wird der Eisendolomit serizithaltig, auch sind Lagen von Serizitphyllit eingeschaltet in ihn.

Die Eisendolomitlinsen sind von praktischer Bedeutung, weil sie meistens erzführend sind — Fahlerz, Kupferkies und Schwefelkies. In dem Abschnitt über „nutzbare Minerale“ wird näher darauf eingegangen.

Der Verrucano am Kamm Rauhenkopf—Gatschkopf ober Hochgallmig umschließt einen Kern von mannigfachen grauen und gelblichen, flaserigen Kalkschiefern mit grünen oder schwärzlichen, serizitischen und tonigen Belagen, auch quarzitisches-kalkiges Schiefer sowie Serizitschiefer mit gelben Kalkflasern. Die Übereinstimmung mit gleichgestalteten Schichten am Endkopf bei Graun und in der Lischannagruppe läßt vermuten, daß es sich um Schichten der

untersten Trias handelt. Sie wurden auf der Karte mit der Farbe der kristallinen Kalke ausgedeutet.

Das kleine Verrucanovorkommen am Nordwestkamm des Thialsitz in zirka 1800 m Höhe besteht aus grau-violetten bis schwärzlichen, sandig glimmerigen, dünn- tafeligen Schiefen mit dolomitischen Fasern und Limonit- nestern, welche eher schon dem Buntsandstein angehören, doch fehlen sonstige typische Gesteine desselben.

Der Charakter des Verrucano als Transgressionsbildung bedingt es, daß nicht überall alle genannten Gesteinsarten vertreten sind; oft ist die Ablagerung auf wenige Meter beschränkt, z. B. bei Grist am Vennetberg, anderorts erreicht der Verrucano mehrere hundert Meter Mächtigkeit. Dazu kommt aber noch, daß er fast überall von tektonischen Störungslinien begleitet wird, die seinen Schichtbestand willkürlich beschnitten haben, so besonders entlang dem Kalkalpenrand. Die schmalen Verrucanostreifen im Gneis- gebirge kommen ausschließlich an Störungslinien zutage und verdanken nur ihrer Überschiebung durch die Gneise ihre Erhaltung; auch die breiten Verrucanozonen im Bündnerschiefer stehen nicht mehr im normalen Schicht- verband, was auch an der linsenförmigen Zerlegung des Karbonatgesteins zum Ausdruck kommt.

Der Verrucano Urgtal-Paznaun und bei Tobadill ist am heftigsten verschiefert und zeigt nur serizitische Schiefer (mit Quarzknuern) und etwas Eisendolomit. Die Zone am Kalkalpenrand enthält viel quarzreiche Gesteine, Quarzfels, Quarzit, Konglomerat usw. in einem viel besseren Erhaltungszustand als die südlicheren Vorkommen. Im Bündnerschiefergebiet sind wieder Serizitschiefer stark vertreten, doch fehlt es auch nicht an Quarzgesteinen.

Die Verwitterungsform der Quarzite wurde oben schon erwähnt. Im Gegensatz dazu wittern die Serizitschiefer sehr leicht nieder und bilden daher meist sanfte Mulden, an den Kämmen breite Sättel. Gleichzeitig sind sie stark wasserführend und ist der Verrucano einer der stärksten Quellhorizonte des ganzen Gebietes. Auch mehrere Mineral- quellen entspringen in ihm (Ladis, Masner, Prutz, Grins; näheres siehe unter „Nutzbare Minerale“).

Triasdolomit, Triaskalk und Mergel im Bündnerschiefergebiet und im Kristallin (t_1 , t_2).

In den randlichen Teilen des Bündnerschiefergebiets und an einzelnen Störungslinien im Kristallin sind Schollen von Dolomit, Kalk und Mergeln aufgeschlossen, welche nach ihrer Gesteinsart und vereinzelt unvollkommenen Fossilresten als zur Triasformation gehörig betrachtet werden können.

Es fehlt aber an verlässlichen Anhaltspunkten, um sie mit den einzelnen triadischen Schichtgliedern in den Nordalpen genau gleichstellen zu können, weshalb sie auf der Karte gesondert ausgeschieden wurden.

Die größte Scholle ist jene ober den Guferhöfen zwischen Prutz und Pontlatz: ein grauer, feinkörniger, ungeschichteter Dolomit. Dunkelgrauer; brecciöser Dolomit steht am Urgenerbach und ober Fiß an. Weitere Dolomitschollen befinden sich bei Falpau, Ladis, am Burgschrofen und ober der Rieder Innbrücke.

Das Gestein vom Beutelkopf ober Serfaus ist zum größeren Teil ein grobkristalliner, dunkelgrauer Kalk, zum Teil aber auch Dolomit, bzw. stark dolomitischer Kalk von hellerer Färbung. Manche Lagen sind knollig mit toniger, rötlicher Füllung der Grübchen, ähnlich wie die Knollenkalke des Muschelkalkes in den Nordalpen und am Jaggl. Der kristalline Kalk durchdringt in Adern den Dolomit und letzterer ist in Resten im Kalk eingeschlossen; es hat eine Umwandlung des Dolomits in Kalk stattgefunden. Der Kalk enthält Reste von Diploporen, welche aber nicht näher bestimmbar sind, sowie auch Durchschnitte von Zweischalern.

In dem dunkelgrauen, schwach dolomitischen Kalk ober Fiß sind Linsen von hellerem, brecciösem, dolomitischem Kalk eingeschaltet.

Die Kalke sind lichtgrau bis weiß, feinkristallin und dickbankig (z. B. Entbruck, Frudigerkamm u. a.) oder dunkelgrau und plattig brechend. Am Frudigerkamm erhalten die dünnplattigen dunklen Kalke Knauern von kieseligem Kalk. Sehr oft sind beide Kalkarten neben-

einander vorhanden, z. B. Falpaus, Urgenebnerbach, Fiß, Frudigerkamm. Die dünnplattigen, grauen Kalke der südlichen Triaszone am Frudigerkamm enthalten zahlreiche runde Krinoidenstielglieder von 2—3 mm Durchmesser.

Als dritte Gesteinsart der Triasgruppe beteiligen sich an mehreren der Schollen schwarze, feinblättrige Tonschiefer, rostig anwitternd oder mit metallischen Anlauffarben. Bei Entbruck, Asters und Faggen gehen sie in tonigsandige Schiefer und in feine glimmerhältige Sandsteine über. Auch ober Fiß kommen letztere vor.

In den gelblichen, dünntafeligen, mergeligen Tonschiefern am Frudigerkamm sieht man auf manchen Schichttafeln in Menge Baktryllien, welche aber nicht näher bestimmbar sind. Auch in den Tonschiefern am Urgenebnerbach sind Spuren solcher zu finden.

Die größeren Triasschollen führen alle drei Gesteinsgruppen, doch ist die tektonische Zerteilung und Verschuppung eine so starke, daß aus der Lagerung keine Schlüsse auf die Altersfolge der Gesteine gezogen werden können. In dem großen südlichen Triaszug am Frudigerkamm bildet der Dolomit große, spitz ausgezogene Linsen zwischen Tonschieferlagern; in letzterem stecken außerdem zahlreiche kleine Kalkschollen. Unter Falpaus sind Dolomit, Kalke und Tonschiefer in mehrfacher Wiederholung steilstehend nebeneinander gereiht.

Eine lange Kette von sehr zahlreichen kleinen und allerkleinsten Schollen von Dolomit und Kalk sind in bestimmte Bündnerschieferzüge vom Pezidkopf bis zur Fließeralm eingestreut, von denen auf der Karte nur eine Auswahl eingetragen werden konnte.

Betreffs der Einzelheiten der Triasschollen muß auf die Profile und Kartenbeilagen im Jahrbuch d. Geol. R.-A. 1914 verwiesen werden.

In der Felsnische ober Fiß werden die Dolomite der Trias im Hangenden und Liegenden von gelber Rauhwacke begleitet.

Sehr klein sind die Vorkommen von Trias im Bereich des Kristallinen.

Unter Puschlin (ober Pontlatz) umschließt der Verrucano hellgrauen, brecciösen Dolomit, oberhalb des Ortes, am Erzbach, steht noch ein Rest gleicher Art und ein weißer Kalk an. Nordnordöstlich von Harben wurde im Wald zum Kalkbrennen ein Vorkommen von dunkelgrauem, splittrigem Dolomit aufgeschlossen.

Weitere kleine Triasschollen reihen sich westlich der Pontlatzschlucht an der Störungslinie an, welche von Pontlatz über das Urgtal zum Thialspitz verläuft: eine sehr kleine Scholle von Dolomit am Weg zur Fisseralm, weiterhin in der Nähe des Mannboden ober Urgan eine größere Scholle bestehend aus grauem, brecciösem Dolomit, gelber Rauhwaacke und schwarzen und bräunlichen Tonschiefern.

Die vermutlich untertriadischen Kalkschiefer im Verrucano am Kamm Rauchkopf — Gatschkopf wurden schon oben erwähnt.

Gips im Gebiet der Bündnerschiefer (*y*).

In Gesellschaft der Triasgesteine treten im Gebiet der Bündnerschiefer an zahlreichen Stellen kleine Massen von Gips auf. Nur das Vorkommen über dem Hofe Obergufer bei Prutz liegt allein in den Bündnerschiefern. Die Größe der einzelnen Vorkommen sinkt bis zu Schmitzen von wenigen Metern Ausdehnung und bleibt stets gering; erst im oberen Samnaun (Blatt Nauders) kommen kilometerlange Gipslager vor.

Der Gips ist in der Regel dicht, nur ausnahmsweise kristallin, weiß, seltener rötlich oder grau, manchmal gebankt oder mit verunreinigten Lagen schichtweise wechselnd.

Oft umschließt er eckige Fragmente von Dolomit gleicher Art wie jene des Trias. In dem Gips im Schloßwald gegenüber Kauns steckt ein mehrere Kubikmeter großer Block, daneben in Menge faustgroße und Lagen voll kleinster Bruchstücke. In manchen Vorkommen bildet der Gips nur mehr den Zement einer Dolomitbreccie.

Meistens begleitet gelbe Rauhwanke die Gipslager oder Dolomitbreccien. Beide sind gleichzeitige saline Absätze. Von solchen Vorkommen aus hat wahrscheinlich die Gipsbildung auch auf benachbarte Gesteine übergegriffen und so zur Entstehung sekundärer Gipsvorkommen geführt. Dazu gehört z. B. die Vergipsung des Triasdolomit in der Mitte der großen Felsnische ober Fiß oder bei der Gips-Triasscholle am Frudigerkamn. Auch auf die Bündnerschiefer kann die Gipsbildung übergreifen, z. B. bei dem Gips im Schloßwald und bei P 2827 (Südgrat) im Stubental.

Ihrem Alter nach dürften die primären Gipslager in das Niveau des Buntsandsteines einzureihen sein.

Lias im Samnaun (l).

Am Südrand des Blattes bei Malfrag auf der Fließeralm ragt noch das nordöstliche Ende einer Gesteinszone herein, welche weiter im Südwesten im Samnaun und Fimbartal bedeutendere Ausdehnung gewinnt.

Es sind weißliche, kieselige Kalke, marmorisierte, spätige Kalke und bräunlich anwitternde, hellgraue gebankte Kalke, ferner besonders gelblichgraue, spätige Krinoidenkalke, welche in Menge Belemniten und Brachiopoden führen, seltener auch Ammoniten.

An der Basis liegen schwärzliche, sandig-mergelige Schiefer.

Nach den von Paulcke gesammelten Fossilien (*Arietites* ex aff. *Bucklandi*, *Gryphaea* cfr. *obliqua*, *Waldheimia vicinalis-arietis* Quenst. u. a.) ist die Fauna eine unterliasische.

Graue, kalkige Bündnerschiefer (kg), Tonschieferreiche Zonen in denselben (kt), kristallene graue Bündnerschiefer (Kalkglimmerschiefer) (kg).

Der größere Teil des Bündnerschiefergebiets wird von einer Folge von Kalken und Tonschiefer aufgebaut, welche hier unter obiger Bezeichnung zusammengefaßt sind. Es sind dunkelgraue, gut gebankte Kalke von sehr gleichmäßiger Beschaffenheit, manchmal weißadrig; zwischen

den Kalkplatten sind dünne Lagen schwärzlicher Tonschiefer ausgebreitet. In manchen Teilen fehlen letztere fast ganz. z. B. am Stillebach-Finstermünz; dazwischen sind Zonen, in denen die schwarzen oder silbergrauen Tonschiefer zu bedeutender Mächtigkeit anschwellen. Diese wurden auf der Karte besonders hervorgehoben. In der Prutzer Gegend herrscht meistens ein sehr lebhafter Wechsel beider Gesteinsarten in ungefähr gleicher Menge.

Seltener sind die Kalke hellgrau und dünntafelig, mit feinsten Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen, z. B. am Heuberg. Am Kamm zwischen Masnertal und Stubental (Blauer Talrücken) liegen im obersten Teil der grauen Bündnerschiefer dünnbankige, gelb anwitternde Kalkschiefer und dünnblättrige Kalke mit kieseligen Knauern und grünlichgraue kleine Tonschieferlagen.

Eine stark quarzhaltige Ausbildung der grauen Bündnerschiefer ist im südlichen Teil (Blatt Nauders) stark verbreitet, verschwindet aber gegen NO mehr.

Ein beträchtlicher Teil der grauen Bündnerschiefer ist unkristallisiert und dadurch zu Kalkglimmerschiefer geworden: mittel- bis grobkörnige, weiße bis hellgraue kristalline Kalke mit feinen Muskowitschuppen, neben welchen gewöhnlich noch ein Teil des ehemaligen Tonschieferbelages in schwärzlichen Schuppen erhalten geblieben ist und dem Gestein ein gesprenkeltes Aussehen verleiht. Auch größere Lagen von Tonschiefern schalten sich ein oder an ihrer Stelle halbphyilitische Schiefer.

Alle Übergänge verbinden die Kalkglimmerschiefer mit den nicht veränderten kalkigen Bündnerschiefern. Sie verbreiten sich hauptsächlich am Gehänge Ried—Tösens und klingen gegen NO und gegen die höheren Teile allmählich aus, während sie nach Pfunds hin ihre größte Entfaltung erreichen.

Die grauen Bündnerschiefer sind allenthalben sehr stark gefältelt, wobei die Schichtlagen in enge überkippte oder mannigfach verknäuelte Fältchen zusammengestaut sind. Besonders tonschieferreichere Zonen zeigen dies auffällig, wobei die dickeren festeren Bänke größere, die Tonschiefer kleinere engere Fältchen bilden.

Die grauen Bündnerschiefer bilden von Prutz an inaufwärts die beiderseitigen Berghänger und Seitenkämme, bis dicht an den aus Gneis bestehendem Hauptkamm heran. Es sind steile, trockene und überall von Felsstufen und Wänden durchsetzte Waldhänge; über der Holzgrenze bilden sie jähe, felsige Grashänge, welche ihrer Steilheit und Trockenheit halber nicht zur Almweide geeignet sind, sondern als Bergmäher mühsam ausgenutzt oder von Schafen und Ziegen begangen werden. Edelweiß und Aurikel schmücken die Hänge.

Krinoidenhältige Breccien in den grauen Bündnerschiefern, Tüpfelschiefer.

Diese beiden Gesteinsarten bilden eine Art von Leit-
horizonten in der endlosen Wechselfolge der grauen Bündnerschiefer.

Erstere sind dickbankige dunkelgraue Gesteine, welche in einer dichten Grundmasse von Kalk zahlreiche kleine Bröckelchen eines gelb-anwitternden Dolomits oder dolomitischen Kalkes von wenigen Millimeter Größe enthalten, außerdem kleine weiße Glimmertäfelchen von 1—3 *mm* Durchmesser, lose eingestreut, manchmal stengelartig in die Länge gezogen. Die Dolomiteinschlüsse können bis zu einer Größe herabgehen, daß sie dem unbewaffneten Auge sich entziehen: in der Karte sind nur im Felde deutlich erkennbare Breccien eingetragen. Manche stärker schieferige Partien besitzen einen phyllitähnlichen Glimmerbelag auf den Schichtflächen.

Die Breccien enthalten kleine, schwarze Krinoidenstielglieder von 1 *mm* Durchmesser. Der brecciöse Charakter des Gesteins nimmt um so mehr ab, je mehr Krinoidenreste vorhanden sind; es liegen als Endglied der Reihe Krinoidenkalke vor: dunkelgraue bis schwärzliche, dichte, feste Kalke mit hellerer Anwitterungsfläche, auf der die auswitternden Stielglieder in Menge hervortreten.

Im Fimbertal und Samnaun wurden in solchen Breccienbänken *Orbitulina lenticularis* und *Diplopora Mühlbergi* gefunden, woraus auf ihr kretazisches Alter geschlossen werden kann. Gegen den nordöstlichen Teil des Bündner-

schiefergebiets hin verschwinden mit der zunehmenden Kristallinität der Schichten diese Mikrofossilien, doch kann aus dem Verfolgen der Bänke im Streichen und der sonstigen Gesteinsübereinstimmung auf die Gleichaltrigkeit der entsprechenden Gesteinszüge im Bereich des Blattes Landeck geschlossen werden. Jene auf der Fließeralm schließen unmittelbar an die fossilführenden Vorkommen des Samnaun an, weitere folgen im Streichen gegen NO (Stubental—Arrezjoch). Jene auf der Fendleralm sind lithologisch gleich.

Die Tüpfelschiefer sind graue, dünntafelige Kalkschiefer, welche ihren Namen deshalb erhalten haben, weil ihre Schieferflächen von kleinen (0·5—1 mm) schwärzlichen Tupfen, welche stellenweise auch zu Knötchen anschwellen, dicht übersät sind. Solche Lagen lassen sich mit großer Beständigkeit auf lange Strecken hin verfolgen; beim Übergang in die Kalkglimmerschiefer verschwinden sie zumeist (Tschubbach, Gallmötz).

Eine breite Zone mit Lagen von Tüpfelkalkschiefer eingeschaltet in graue Kalkschichten mit vielen Tonschieferlagen, streicht aus dem Tösnertal zur Stafelleralm.

Durch mikroskopische Untersuchungen gewisser Arten von Tüpfelschiefer in der mächtigen Folge solcher am Fuß der Stammerspitze in Val sinistra läßt sich schließen, daß die Tüpfel durch Umkristallisation einer Breccie aus radiolarienhältigen Kalkfragmenten derselben hervorgegangen sind. Die feinen Körnchen, deren Anhäufung die Tüpfel bilden, können als letzte Reste der Radiolarienskelette gedeutet werden.

Verlässliche Schlüsse auf das Alter können aus den Tüpfelschiefern selbst nicht gezogen werden, doch läßt die Vergesellschaftung mit den Breccien sie als gleichaltrig annehmen.

Sowohl die Breccien als die Tüpfelschiefer kehren in den Bündnerschiefern von Graubünden an vielen Stellen wieder. Erstere entsprechen ihrer Tracht und Fossilführung nach der Tristelbreccie. Auch die Kreide der Lechtaler Alpen (Kaiserjoch u. a. O.) enthält Breccien die lithologisch völlig denen der Inntaler Bündnerschiefer entsprechen und mehrerenorts Orbitulinen führen (Blatt Lechtal).

Bunte Bündnerschiefer (*hb*).

Den Nord- und Ostrand des Bündnerschiefergebiets umsäumen zwei Zonen einer sehr mannigfaltig zusammengesetzten Schieferfolge, welche hier als „bunte Bündnerschiefer“ zusammengefaßt sind. Es sind kalkig-tonige, sandige und grobklastische Sedimente, welche durch einen fast nie fehlenden Kalkgehalt, durch Dünnschiefrigkeit und durch ein im Verhältnis zu dem grauen Bündnerschiefer bunt erscheinende Färbung bezeichnet sind.

Im einzelnen ist die Gesteinsart eine vielfach wechselnde und zu der ursprünglichen Verschiedenheit in der Art des Sedimentes tritt noch ein verschieden starker Grad von kristalliner Metamorphose, welche im allgemeinen gegen NO und gegen unten zunimmt. Sie äußert sich hauptsächlich in einer Zunahme des Serizitgehaltes und Umwandlung des grauen Kalks in weiße kalzitische Aggregate.

Charakteristische Gesteine der Folge sind außer den unten gesondert besprochenen klastischen Gesteinen: bräunliche Kalkschiefer, auch lichtgrau oder gelblich, dünnblättrig, tafelig, auf den Schieferungsflächen mit feinstem, grünlichen Serizitbelag, bei geringerer Kristallinität mit mattglänzendem, dichtem Überzug. Ausscheidungen von Kalzit geben dem Gestein eine löcherig-knauerige Struktur. Ferner lichtgrüne, glatte Tonschiefer, oft mit dunkleren Flecken, daneben auch schwarze, graue, dunkelviolette, kalkige Tonschiefer.

Diese Gesteinsarten sind im Umkreis von Fendels, Kauns, Serfaus verbreitet, untermischt mit weniger typischen Kalk- und Tonschiefern. Die Tonschiefer sind z. B. am Gehänge des Schönjöchel als dunkle Kalkphyllite entwickelt. Am Kamm der Sattelköpfe ober Serfaus ist ausnahmsweise eine quarzreiche Ablagerung beigesellt in Gestalt von schwärzlichen, quarzitischen Schiefern, grauen Serizitquarzschiefern und grünen serizitischen Gesteinen mit großen Quarzknauern. Möglicherweise gehören Teile dieser Schichtfolge zum Verrucano, mit dem bunte Bündnerschiefer längs des ganzen Nordrandes in sehr engem Verband stehen. Auch auf Lawens und am Lazidkamm

trifft man im Zuge der bunten Bündnerschiefer wieder grüngraue Serizitquarzgesteine und Quarzfels unsicherer Zuordnung.

In der Erstreckung vom Arrezjoch gegen SW herrschen besonders die bräunlichen, feinsandigen Kalke und Kalkschiefer vor, rauh, wellig und wulstig oder mit grünlicher Serizitüberstreuung. Manche feine, dünntafelige Sandsteine sind von Narben und Rissen netzartig überspannt. Am Rand der Zone trifft man tonig-sandige Gesteine mit Quarzknuern, welche bei dem Zerfall des Gesteins am Boden ausgestreut zurückbleiben.

Am Südrand des Blattes, am oberen Malfragkopf stehen zwischen Diabas und grauem Bündnerschiefer flyschähnliche dünnblättrige, feinsandige Schiefer an, verbunden mit knolligen, grüngrauen Sandsteinen und einzelnen Breccienbänken. Sie ziehen unter dem Grübelekopf durch und bilden den äußersten Ausläufer einer im Samnaun, Vidertal und Fimbertal viel reicher entfalteten Schieferart, welche dort Fucoïden führt und deren Schichtflächen an manchen Stellen mit Helminthoiden überzogen sind. Am Malfrag fehlt dies und die Schiefer gleichen sich stärker den bunten Bündnerschiefern an. Petrographisch gleiche Schieferlagen trifft man auch weiter nordöstlich den bunten Bündnerschiefer dort und da beigemischt, so im oberen Stubental, am Pezidkamm und ober Fendels.

Breccien (*lb*) und Konglomerate (*lk*) der bunten Bündnerschiefer.

Einen wesentlichen Bestandteil in manchen Teilen der bunten Bündnerschiefer bilden die Breccien. In großer Mächtigkeit sind solche am Kamm Staffelleralm-Zirmesspitz beteiligt und in der Gegend von Fendels. Im Gebiet Ladis-Serfaus fehlen sie fast ganz. Unter dem Furgler setzen wieder Bänke solcher ein, nehmen im Stubental bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit ein, ebenso weiter westlich am Malfragkamm und im Samnaun.

Die Breccien führen, ähnlich wie jene in den grauen Bündnerschiefern, hauptsächlich Fragmente von grauem,

gelblich anwitterndem Dolomit in einem dichten, grauen Bindemittel. Die Größe der Fragmente sinkt bis zum Übergang in Sandsteine. Die Breccien sind dünnplattig, schieferig — im Gegensatz zu jenen der grauen Bündnerschiefer — nur die seltenen groben Breccien sind auch dickbankig. Die Farbe ist gelbbraunlich. Sie enthalten keine Krinoiden: das Bindemittel ist quarzhaltig. Während die Breccien der grauen Bündnerschiefer in Kalke (Krinoidenkalk u. a.) übergehen, gehen diese in feine Sandsteine über.

Es gibt kalkig-quarzige und quarzreiche serizitische Ausbildungen.

An wenigen Stellen (Fendels, Beutelkopf, Stalanzeralm) kommen auffallend grobkörnige Dolomitbreccien vor (Fragmente bis zu 1 *cm* Größe).

Viel seltener als die Breccien und von geringerer Ausdehnung sind die Konglomerate. Sie bilden kleine Linsen innerhalb der andern bunten Schiefer, deren größte etwa 300 *m* Länge und 10—20 *m* Mächtigkeit erreicht. Manche sind nur wenige Meter weit ausgedehnt. Das Bindemittel besteht in der Regel aus feinkristallinem Kalzitaggregat mit Serizit, seltener ist es nur schwach metamorph und sandig. Die Gerölle sind größtenteils gut gerundet, nuß- bis eigroß, selten auch kopfgroß und bestehen zum überwiegenden Teil aus dunkelgrauem Dolomit und Kalk. Daneben findet man Gerölle von grünem Tonschiefer. Quarzit, Verrucanogesteinen — die große Konglomeratlinse in der Wiesen zwischen Urgenebnerbach und Fiß enthält handgroße flache Stücke von Verrucano — sehr selten Gneis (Pfundser Ochsenberg) und an der Blauwand ein Geröll eines feinkörnigen diabasischen Gesteins.

Das Konglomerat am Pfundser Ochsenberg geht lagenweise in feine Breccien über, auch bei der Linse im Schloßwald (am Ausgang des Kaunertals) geht das Bindemittel durch Gehalt an kleinen, eckigen Dolomitstückchen in gleiche Breccien über.

Fossilien, aus welchen das Alter der bunten Bündnerschiefer bestimmt werden könnte, fehlen. Die Geröllführung der Konglomerate läßt aus der Übereinstimmung des Dolomits

der Gerölle mit solchen der Trias auf ein ober- oder post-triadisches Alter schließen. Die engere Zuordnung ist aber dann eine ganz unsichere. Einerseits deutet der enge Verband mit Verrucano und mit den Triasschollen auf tiefere mesozoische Formationen, andererseits sind die ebenfalls eng mit ihnen verbundenen Fucoidenschiefer wahrscheinlich tertiären Alters.

Vieles spricht für eine teilweise Gleichaltrigkeit mit Facieswechsel zwischen den tieferen Teilen der grauen Bündnerschiefer und den oberen mesozoischen Schichten der Lischannagruppe und der nördlichen Kalkalpen, und einem transgressiven Übergreifen der darüber sich ausbreitenden bunten Bündnerschiefer, auf das von Verrucano und Trias bedeckte und verschieden stark freigelegte Grundgebirge. Es kann dabei auch ein facielles Nebeneinander von Teilen der grauen und der bunten Schiefer bestehen.

Die Grenze zwischen beiden Gruppen von Bündnerschiefern ist im allgemeinen eine deutlich bestimmte, manche Umstände zeugen für einen stratigraphischen Verband beider. So wird die Nordgrenze der grauen gegen die innere Zone der bunten Bündnerschiefer auf der Strecke Beutelkopf—Fließeralm von einer kalkschieferreichen Zone eingenommen, welche bei grünlicher Färbung (Blauer Talrücken) sehr den bunten Schiefen ähnlich ist. Die Breccien an den Gufelköpfen (Stafelleralm) sind dickbankig, kalkig und nähern sich sehr den Crinoidenbreccien; zwischen Burgschrofen und Mathankopf liegen in der Folge der bunten Bündnerschiefer gelbliche Kalke mit grünen Tonschiefern, welche ebensogut der einen wie der anderen Gruppe zugeteilt werden können.

Die bunten Bündnerschiefer wittern infolge ihrer Dünn-schieferigkeit und der stärkeren Beteiligung toniger und sandiger Sedimente leichter nieder als die grauen; wenn man vom Inntal aus durch die wilden Schluchten und über die steilwandigen Hänge der grauen Bündnerschiefer emporsteigt bis zu den Zonen der bunten Schiefen gelangt man rasch in ein ganz anderes Landschaftsbild: die Seitenkämme setzten sich nach ihrem Steilaufschwung in sanft geschwungenen Kämmen mit breiten tiefen Sätteln gegen den

Hauptkamm hin fort und die Täler bilden weite, flache Talmulden mit Almweiden oder unfruchtbaren Schuttmulden und Schwemmböden. Von Serfaus bis Samnaun folgt den Zonen der bunten Schiefer der Almverkehr über eine Reihe von Sätteln, während die schluchtigen Täler nur von notdürftigen Ziegensteigen durchzogen sind.

Diabasschiefer im Bündnerschiefergebiet (Ds).

Im Bereich des Blattes Landeck sind nur in den bunten Bündnerschiefern Diabasschiefer eingeschlossen, während sie im Gebiet von Finstermünz (Blatt Nauders) in den grauen Bündnerschiefern eine bedeutend stärkere Entfaltung erreichen. In den bunten Schiefen bilden sie kleine konkordante Linsen; ein größeres Lager ist jenes bei den Guferhöfen nördlich Prutz und am Hauptkamm nördlich des Malfragkopfs.

Es sind dichte, dunkelgrüne Gesteine von mehr oder weniger ausgeprägt schieferiger Struktur. Seltener sind massige Bänke. An manchen sieht man noch Einsprenglinge von Pyroxen. Nach der mikroskopischen Untersuchung sind es Gesteine in der Zusammensetzung und Struktur von Diabasen, welche aber meistens eine weitgehende Umwandlung in Grünschiefer durchgemacht haben. Nicht selten besitzen sie Mandelsteinstruktur (Spilite). Der Diabasschiefer auf der Lawensalm ist ein verschieferter Diabasporphyrit mit Plagioklaseinsprenglingen.

Am Rande beobachtet man oft eine Mischung des diabasischen Materials mit kalkigem Sediment. Fein gefältete, dichte Schiefer, welche in der Farbe zwischen dunkelgrün und dunkelvioletts wechseln, mit kalkigen Zwischenlagen, begleiten den Diabas.

Übersicht über die Lagerungsverhältnisse.

a) Gebiet der Bündnerschiefer.

Die Lagerung in diesem Teil ist eine scheinbar einfache. Alle Schichten sind zu einem von SW nach NO streichenden Sattel aufgewölbt und fallen nach allen Seiten gegen die Gneise ein. Die Achse der Wölbung

folgt bei Tösens ungefähr dem Tallauf und senkt sich gegen NO in die Tiefe; die allseitige Abwölbung im nordöstlichen Teil kommt auf der Karte in dem bogenförmigen Verlauf der Zonen bunter Schiefer deutlich zum Ausdruck.

Das Gneisgebirge ist von allen Seiten steil über die jüngeren Schichten hinaufgeschoben. In der Pontlatschlucht stehen beide seiger nebeneinander; nur ausnahmsweise fallen die Gneise auch einmal steil unter die Bündnerschiefer ein (Hauptkamm nördlich Malfrag).

Die mehrmalige Wiederholung derselben Schichten übereinander in den Randzonen sowie die zahlreichen aufgelösten und zerteilten kleinen Triasschollen zeigen deutlich, daß die Lagerung keine normale, sondern eine stark gestörte ist. Im Kern aus grauen Bündnerschiefern läßt die allseits verbreitete intensive Fältelung erkennen, daß die ganze Masse von starken tektonischen Bewegungen ergriffen wurde.

Die Zonen von bunten Bündnerschiefer, Verrucano, Trias und Bündnerkreide im Außenteil des Sattels sind zwiebelschalenartig übereinandergeschoben und werden wieder von den Gneisen der Ötztaler- und Silvretta-gruppe überschoben.

Dabei sind die genannten Schichten in viele dünne Schuppen und Blätter zerteilt worden, welche sich parallel ineinanderschoben. Die spröderen Dolomitlager der Trias wurden gänzlich zertrümmert und in eine lange Kette kleiner Schollen aufgelöst. Das gleiche Schicksal erfuhr auch der Eisendolomit in Verrucano und die Liaskalke auf der Fließeralm. Die Gneise sind in ihren randlichen Teilen mylonitisiert (siehe „Mylonit“). Betreffs der Einzelheiten der Lagerung in den Randzonen muß wieder auf das Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt 1914 verwiesen werden.

b) Kristallines Gebirge.

Der Rahmen von Gneis, welcher die Bündnerschiefer einfaßt, besteht aus zwei Teilen: dem Silvretta- und dem Ötztalergneisgebirge, welche auch tektonisch voneinander geschieden sind.

Der Dislokationsrand, mit welchem die Ötztalergneise über die Bündnerschiefer am Kaunerberg aufgeschoben sind, setzt sich östlich über Pontlatz hinaus nach N fort und scheidet hier die Gneise von der Zone der Glimmerschiefer und des Phyllites im vorderen Pitztal.

Schräg zum Streichen beider verläuft die Grenzlinie von Phyllit und Gneis und bezeichnet den Ausstrich einer Schubfläche, an welcher die Gneise auf die Phyllite aufgeschoben sind. Vom Südrand des Kartenblattes bis Roppen sind die Ötztaler dergestalt von einer großen Störungslinie umschlossen. Die Gneise sind längs derselben vielfach in Mylonit zertrümmert worden.

Im Innern der Ötztalergneise herrscht OW bis ONO-WSW-Streichen in vorwiegend sehr steiler Schichtstellung.

Bei Zaunhof taucht eine breite, mächtige Kuppel von Granitgneis aus der Tiefe auf, von welcher die Schichten nach beiden Seiten abfallen. Im Dach des Gewölbes breiten sich am Kamm zwischen Kauner- und Pitztal flach große Massen von Amphibolit aus.

Im N und im S davon nehmen die Schichten rasch wieder sehr steile Stellung ein. Bei Feuchten verflacht sich die Lagerung wieder. Die Granitgneise des Rothen Schrofen und Gamskopf liegen flach auf den die tieferen Hänge bildenden Schiefergneisen auf, und letztere umziehen mit ihren Amphibolitbändern und Quarziten sehr flach nordfallend den Karlspitz. An der Granitmasse des Kuppkarlspitz richten sie sich rasch steil auf. Auf der anderen Talseite ist nur in den untersten Hängen das Nordfallen noch ein mäßiges, richtet sich aber in der Höhe rasch auf. Vielleicht bildet auch hier ein noch in der Tiefe verborgener Granitstock die Ursache der flachen Lagerung.

Am westlichen Störungsrand schneiden die einzelnen Gesteinszüge quer ab, lenken aber zum Teil noch zuletzt in ein dem Verlauf des Randes angepaßtes Streichen ein: sie sind gewissermaßen breit gedrückt am Rand.

Die Silvrettaagneise besitzen, im Großen betrachtet, einen synklinalen Bau mit ostwestlich bis ONO-WSW verlaufender Achse. Am Kamm, Schönjöchl-Furgler-Hexenkopf und seinen

nördlichen Seitenkämmen fallen die Schichten gegen N ein, am Rifflerstock-Pezinerspitz und in der Gatschkopfgruppe (ober Tobadill) gegen S.

In dem Verlauf der Biotitfleckengneise und der zahlreichen kleinen Amphiboliteinlagerungen derselben kommt die synklinale Lagerung kartographisch zum Ausdruck. Die Achse der Mulde senkt sich hier gegen W abwärts. Gegen O verengt sich die Syncline immer mehr und endet schließlich in dem schmalen, seiger gestellten Streifen von Gneisen bei Pontlatz.

Die nördlich des Paznaun dem Gneis aufliegenden Glimmerschiefer bilden am Kamm Blankaspitz-Pezinerspitz eine selbständige kleine Mulde und Sattel von einseitigem Bau. In entsprechender Stellung sind die Glimmerschiefer am Rotbleiskopf eingemuldet.

Das Vorkommen kleiner Gegengefälle in den beiderseitigen Schenkeln der großen Mulde sowie von Mylonitlagen z. B. am Stilleck, am Gatschkopf, am Rotbleiskopfsüdgrat u. a. O. zeigt, daß dieselben nicht so einfachen Baues sind, als es den Anschein hat.

Beiden Gneisgebieten vorgelagert zieht sich im N die Phyllitzone von Landeck durch die ganze Breite des Blattes hin, im S begleitet von der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer. In beiden herrscht ostwestliches Streichen, welches im Stanzertal mehr in westnordwestliche, am Vennetberg in ostnordöstliche Richtung einschwenkt. Das Fallen der Schichten ist fast durchwegs vom Kalkalpenrand bis zum Gneisrand gegen S gerichtet.

Auch hier zeigen aber Störungslinien, daß diese mächtige, gleichsinnig geordnete Schichtmasse eine mehrfach gestörte ist.

Die Schichtfolge wird hier von mehreren gleich mit dem Einfallen der Schichten gegen Süden geneigten Schuppungsflächen durchschnitten, deren Verlauf durch die Einklemmung von Resten jüngerer Schichten sowie durch Mylonitbildung kenntlich gemacht wird.

Eine Reihe kleiner Schollen von Verrucano und Trias bezeichnet eine Schubfläche, welche von Puschlin bei Pontlatz über die Fisseralm zum Thialspitz und von dort über die

Giggleralm zur Trisanna verläuft. An ihr sind die Zweiglimmergneise der Silvretta über die Phyllitgneiszone vorgeschoben, was besonders am Thialspitz deutlich zu sehen ist. In der Trisannaschlucht ist hinter den Phyllitgneisen noch eine Scholle von Phyllit eingeschoben und sind die Gneise des Kleingfallkopf besonders weit gegen N über die unteren Schichten vorgeschoben. Im Kleinen ist der Vorschub anschaulich an dem Granitgneis ober Wiesberg am rechten Talgehänge zu sehen, mit den unter der Schubfläche liegenden graphitischen Mylonitschiefern. Die Granitgneise der Trisannaschlucht und begleitende Knötchengneise usw. sind sehr heftig verquetscht und zermalmt.

Weitere parallele Schuppungsflächen werden durch die Verrucanoeinschübe unter und ober Tobadill angezeigt.

Auch in den von Riffler nach N ausstrahlenden Seitenkämmen sind mehrfach deutliche Anzeigen von Über-einanderschiebungen der Schichten zu sehen, aber infolge großer Ähnlichkeit der Schieferarten und Mangels von Verrucanoschollen schwerer zu verfolgen.

An der Ostseite des Vennetbergs streicht bei Steinhof eine Schubfläche aus, an welcher biotitreiche gneisige Schiefer, welche den Ötztalergneisen gleichgestellt werden können, zwischen die Phyllite von unten her eingeschoben wurden, unter starker Mylonitbildung am Unterrand. Diese Schubfläche durchschneidet auch noch den Rand der Ötztalergneise am gegenüberliegenden Talgehänge bei Krabichl.

An anderen Stellen deutet nur die heftige Mylonitisierung der im Phyllit eingeschlossenen Granitgneislager die in der ganzen Zone herrschende tektonische Durchbewegung an. Am stärksten ist dies bei dem Granitgneiszug Wenns-Vennetgipfel der Fall.

Der Nordrand der Phyllite gegen das Kalkgebirge ist ebenfalls der Austrittspunkt tiefgehender Gebirgsbewegungen.

An ihr sind die jüngeren Schichten Verrucano, Bundsandstein und Trias in Schuppen geteilt und gegeneinander verschoben, große Schichtteile auf lange Strecken hin

völlig weggefegt. So fehlt an der fast seiger stehenden Grenzlinie am Vennetberg der Verrucano auf lange Strecken ganz, während er bei Flirsch in großer Mächtigkeit angehäuft ist. Dabei sind zwischen die Schichten der Verrucano wieder Blätter von Phyllit eingeschoben.

C. Nutzbare Mineralien.

Erzausscheidungen in nutzbarer Menge sind im Gebiet der Bündnerschiefer in der Verrucanozone Ladis-Masner anzutreffen. Hier werden die Linsen von Eisendolomit mehrfach von gangförmigen Erzlagerstätten durchzogen.

Die bedeutendste ist jene am Rotenstein auf der Komperdellalm bei Serfaus. Die große Linse von Eisendolomit wird von vier Fahlerzgängen durchzogen, welche in einer Gangart von großspätigem Eisendolomit und Quarz, selten auch Baryt, silber- und antimonhaltiges Kupferfahlerz führen. Auch ein geringer Gehalt an Quecksilber wurde zeitweise beobachtet. Mächtigkeit und Gehalt der Gänge sind sehr wechselnd, erstere beträgt bei dem Gang, dem der alte Bergbau hauptsächlich nachging, durchschnittlich 2, maximal 4 *m*. Der Erzgehalt wird auf 10% geschätzt, neuere Analysen ergaben bei dem Fahlerz einen Gehalt von 9·8% Kupfer, 6·99% Antimon und 680 *g* Silber pro Tonne.

Ausser den Fahlerzgängen folgt dem Kontakt von Dolomit und Serizitschiefer ein Gang, welcher Schwefelkies und Kupferkies führt mit nur wenig Fahlerz. Mächtigkeit 0·5 bis 4 *m*, wobei die Kiese Schnüre und Nester von 5 bis 10 *cm* Dicke, ausnahmsweise auch bis zu 60 *cm* Stärke, bilden.

Vom 15. bis zum 17. Jahrhundert bestand ein Bergbau auf dieser Lagerstätte, welcher Mitte des 19. Jahrhunderts vom geognostisch-montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg wieder gewältigt wurde, ohne daß es aber zur dauernden Wiederbelebung gekommen wäre. Die beiden besseren der Fahlerzgänge sind auf 30 bzw.

60 m überfahren, bei einer aufgeschlossenen gesamten Tiefe von 75 m. In neuester Zeit ist der Bergbau wieder eröffnet worden (Gewerkschaft Rotenstein; Imst).

Für eine weitere Ausdehnung der Lagerstätte ist die Zerreißung des Eisendolomitlagers in eine Kette von Einzelschollen ungünstig, da die Gänge nicht in den Schiefer übergreifen und dementsprechend die Ausdehnungsmöglichkeit der Gänge eine geringe ist.

Im weiteren Verfolg der Eisendolomitlinsen gegen W trifft man in einer solchen auf der Masneralm (östlicher Ast des Stubentales) wieder auf einen kleinen alten Bergbau, der jetzt ganz verbrochen ist. Nach den Haldenstücken ist der Charakter der Erze ganz gleich wie am Rotenstein. Nach Stotter kommt hier auch Buntkupfererz und Kupferpecherz vor. Auch weiter westlich unter dem Minderskopf trifft man noch Spuren von Erzgängen (Quarzgänge mit Kiesen im Diabas).

Bei Ladis bestanden in alter Zeit ebenfalls Baue auf Kupferfahlerz, welche vermutlich auch an solche Eisendolomiteinlagerungen gebunden waren.

Weitere Erzvorkommen finden sich am Rand der Ötztalergneise gegen die Bündnerschiefer. Ein solches besteht am Petersbach gegenüber Kaltenbrunn, wo im Gneis Quarzadern mit Pyrit und Arsenkies aufsetzen und beschürft wurden. An der rechten Talseite des Kaunertals wurden in neuerer Zeit Kiesvorkommen beschürft; teils handelt es sich um Kiesimprägnationen von Amphiboliten (ober Martinsbach) teils um kiesreiche Quarzgänge in den mylonitischen Randzonen der Gneise.

Auch im Randteil der angrenzenden Bündnerschiefer wurde bei Martinsbach ein bituminöser Schiefer auf seinen Gehalt an goldhaltigen Kies auszubeuten versucht.

Weitere kleine Kiesschürfe bestanden an der Gneisgrenze (mit Diabasgang) im Schloßbachgraben am Kaumberg sowie am Weg Falpaus-Puschlin an der Gneisgrenze.

Praktisch sind alle diese, soweit die bisherigen Aufschlüsse erkennen lassen, bedeutungslos.

Sowie im Bündnerschiefer ist auch der Verrucano im Stanzertal mehreremals der Sitz von Erzlagerstätten.

Im Verrucano östlich Strohsack bei Pettneu zeigen starke Anflüge von Malachit und Azurit das Vorkommen von Kupfererzen an, auf welcher ein Schurfbau angesetzt wurde.

Schon in alter Zeit (15. bis 16. Jahrhundert) wurden bei Flirsch, im Kohlwald und Ramlestobel Kupfererze gewonnen. Es sind dies Gänge von Kupferfahlerz und Kiesen mit Quarz und Eisenkalkkarbonat als Gangart, welche im Verrucano einbrechen.

Gleicher Art waren die Erze, welche im Schwarzwald südwestlich Landeck in alter Zeit abgebaut wurden. Bei Station Pians wurden auch in neuerer Zeit in den Verrucanoschollen und deren Umgebung auf Kiese geschürft. Die alten Baue sind gänzlich verfallen.

Im randlichen Teil des Phyllites am Imsterberg ober Spadegg ist ein kleines Lager von Spateisenstein enthalten, welches in einem Schurfstollen mit max. 1·30 *m* auf kurze Erstreckung erschlossen ist. Es wurden in neuester Zeit Versuche zu einer Wiederbelebung dieses Baues unternommen.

Aus dem Inneren des Gneisgebirges wäre noch der Bestand eines alten Bergbaues auf silberhaltigen Schwefelkies und Kupferkies am Tschingel bei Feuchten mit ausgedehnten Stollenanlagen zu erwähnen. Die Amphibolite im Giggertobel (Paznaun) sind stark mit Kiesen imprägniert und wurden vor langer Zeit ebenfalls beschürft.

Im kalkalpinen Gebiet sind von mehreren Stellen Erzvorkommen bekannt, welche in alter Zeit zum Teil abgebaut wurden, zum Teil erst in neuerer Zeit beschürft wurden.

Auf das Vorkommen von manganhaltigen Schiefen an der Eisenspitze bei Flirsch ist oben unter „Liasfleckenmergel“ hingewiesen und aus den mitgeteilten Analysen, in Verbindung mit der sehr ungünstigen Ortslage die Ausichtslosigkeit der Schurfbau zu ersehen.

Am Fuß des Tschirgants bei Imst kommt in der Randzone des Wettersteinkalks gegen die Raibler Schichten in Hohlräumen und Klüften des ersteren Gelbbleierz vor, neben Knollen von Bleiglanz und Bleikarbonat. Das Gelbbleierz wurde während des Krieges abgebaut, seither ist

der Abbau wieder eingestellt. Viel bedeutendere Baue auf Blei- und Zinkerze bestanden in alter Zeit in den obersten Südhängen des Tschirgants, an Halden und Pingen und verfallenen Stolleneingängen noch erkennbar.

Als Material zum Kalkbrennen wird im Gebiet der Bündnerschiefer der Triaskalk verwendet, entweder aus anstehenden Klippen solcher Gesteine (Endbruck, Ried, Gufer) oder durch Auslese der Bachgerölle (Inn bei Pontlatz z. B.), da sich die Bündnerschiefer zu diesem Zweck nicht eignen. In Paznaun wurde früher das kleine Marmorvorkommen von Glitstein dazu ausgenützt.

Der Diabas bei Landeck wurde als Schottermaterial gebrochen.

Der Gips der Bündnerschiefer ist größtenteils zu unrein, um technische Verwendung finden zu können. Dagegen besteht Material, das möglicherweise praktische Bedeutung gewinnen kann, in den Quarziten und Quarzfelsen des Verrucano, welche in großer Masse und nahe den Verkehrslinien zu gewinnen wären.

Unter den Mineralquellen¹⁾ des Gebietes steht an erster Stelle Obladis bei Prutz, dessen Quelle schon seit dem 13. Jahrhundert bekannt und seither sehr viel benutzt ist. Es entspringt hier ein erdiger Säuerling und eine erdalkalisch-sulfatische Schwefelquelle. Der Sauerbrunn enthält in 1 kg 2.2 g feste Bestandteile unter denen die bedeutendsten sind: Kalziumhydrokarbonat 1.39046 g, Magnesiumhydrokarbonat 0.392 und Kalziumsulfat 0.38988. und freies Kohlendioxyd 1.9333 g. Radioaktivität 1.3 M. E. Die Schwefelquelle enthält in 1 kg Wasser 1.484 Kalziumsulfat und 0.5407 Magnesiumhydrokarbonat als Hauptbestandteil unter 2.1 g festen Bestandteilen. Radioaktivität 2.4 2.7 M. E.

Die Quellen von Obladis entspringen nahe unter dem Überschiebungsrand der Gneise. Das Austrittsgestein ist durch Blockschutt verdeckt. Der Sauerbrunn wird zu Trink- und Badekuren verwendet und auch versandt.

¹⁾ Die nachfolgenden Analysenzahlen sind dem Österreichischen Bäderbuch von K. Diem. Wien 1914 entnommen.

In dem Verrucano von Ladis entspringen bei dem Dorf Ladis zwei Schwefelquellen, welche ebenfalls zu Heilzwecken benutzt werden. Der Gehalt an Schwefelwasserstoff beträgt ungefähr 0·0017, bzw. 0·00082 *g*; die Radioaktivität 1·1—1·9 M. E. Im selben Verrucanozug kommt am Fuß des Berges bei Entbruck ein kräftiger Säuerling zutage, der viel getrunken wird, im lokalen Verbrauch.

Im Verrucano auf der Masneralm treten stark eisenhaltige Quellen aus, welche den daraus abgesetzten Kalksinter rot färben. Nähere Untersuchung fehlt und wird auch kein Kurgebrauch davon gemacht.

Das Bad Steinhof im vorderen Pitztal gründet sich auf eine Schwefelwasserstoff-Eisenquelle, welche aus der dort durchstreichenden Mylonitzone zwischen Phyllit und Biotit-schiefergneis entspringt. Das Wasser enthält 0·37 *g* feste Bestandteile in 1 *kg*, worunter die bedeutendsten sind: Kalziumhydrokarbonat 0·1571, Ferrohydrokarbonat 0·03173, Magnesiumhydrocarbonat 0·05331, ferner 0·0202 freie CO₂ und 0·0028 freier Schwefelwasserstoff. Die Radioaktivität beträgt 1·0 bis 3·58 M. E.

Aus dem Buntsandstein oberhalb vom Dorf Grins tritt eine Quelle aus, welche in 1 *l* Wasser 0·4849 *g* CaO, 0·4715 *g* MgO und 1·467 *g* SO₃ enthält. Radioaktivität 4·08 M. E. Die Quellen, von denen eine verschüttet ist, wurden im Mittelalter viel benutzt. (Siehe auch oben unter „Buntsandstein“.)

Verrucano und Buntsandstein stellen auch für die allgemeine Trinkwasserversorgung die besten Horizonte dar. Dies gilt einerseits für das Kalkgebirge, anderseits für das Gebiet der Bündnerschiefer, wo die eingeschalteten Verrucanozonen das Wasser sammeln und als Quellen austreten lassen, während die kalkigen Bündnerschiefer arm an Quellen sind. Eher noch trifft man solche in den bunten Schiefen. Gneis- und Phyllitgebirge sind im allgemeinen reich an Wasser und an trinkbaren Quellen.

Literatur über nutzbare Minerale auf Blatt „Landeck“.

- K. Diem: Österreichisches Bäderbuch. Wien 1914.
- W. Hammer: Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntals. Zeitschr. d. Ferdinandeums, Innsbruck. III. Folge, 59. Heft.
- Über Gelbbleierz im Oberinntal (Imst). Zeitschr. d. Ferdinandeums. 59. Heft.
- Über die Erzführung des Verrucano in Westtirol. Verh. d. geol. R.-A. 1920.
- M. Bamberger u. K. Krüse: Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols. Jahrb. d. geol. R.-A. 1914.
- M. Isser: Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols in Vergangenheit und Gegenwart. Berg- und Hüttenm. Jahrb. Wien 1888.
- Sperges: Tirolische Bergwerksgeschichte. Wien 1765.
- Stotter u. Trinker: Siehe oben.
- M. Zehenter: Die Mineralquellen Tirols. Zeitschr. d. Ferdinandeums. 37. Heft. 1893.
-