

Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie.

Von Dr. Franz E. Suess.

Mit 4 Tafeln (Nr. X—XIII) und 2 Zinkotypien im Text.

Im Frühjahr 1892 wurde ich von Herrn Prof. F. Frech eingeladen, an einer von ihm mit Unterstützung des Deutschen und Oesterr. Alpenvereines in Aussicht genommenen geologischen Aufnahme des Brennergebietes theilzunehmen.

Die Theilung der Arbeit wurde derart vorgenommen, dass Prof. Frech das Gebiet westlich des Sillthales und ich zunächst den nördlichen Theil des östlichen Gebietes zur selbstständigen Bearbeitung in Angriff nahm.

Wie ich im Nachfolgenden darthun zu können glaube, ist es mir während der Sommer 1892 und 1893 gelungen, den geologischen Bau der Berge östlich vom Sillthale und nördlich vom Navisthale in den Hauptzügen klarzulegen.

Dieses Gebiet bildet den nordwestlichsten Theil des Tuxer Thonschiefer-Gebirges (Böhm: Einthlg. der Ostalpen). Die Höhen culminieren im SO in dem schroffen Serpentinegipfel des Reckner (2891), an welchen sich unmittelbar südlich die Geierspitze (2858) anschliesst. Diese Berge zusammen mit den sich am Kamm gegen Norden anreihenden Gipfeln der Sonnenspitze (2831), des Nederer (2763) und der Klammspitze (2360) bilden jene durch die umgebenden Wasserscheiden von den abzweigenden Kämmen ziemlich gesonderte Gipfelgruppe, welche den Namen der Tarnthaler Köpfe führt.

Der Kamm dieser Berge setzt sich gegen Süden im Sägenhorst (2625) und Gamskaarspitz bis an das tief eingesenkte Tuxer Joch fort. An der Geierspitze zweigen von demselben zwei weitere Kämmen nach verschiedenen Richtungen ab, es sind das einerseits der anfänglich NO, später direct Nord ziehende Kamm der Kahlwand, Thorwand und des Hipold, und andererseits der gegen West und später Südwest ziehende Kamm des Kreuzjöchl, Scheibenspitz und Schafseitenspitz.

Im Norden wird die Gruppe der Tarnthaler Köpfe durch die Einsenkung, welche vom Navisthale nach Lizum führt, von dem nahe

herantretenden, niedrigeren, bogenförmigen Höhenzug des Mölsberges und der Rossböden getrennt. Dieser Höhenzug setzt sich in dem Kamme zum Sonnenspitz und zum Grünbergerspitz (2796) fort und scheidet das Navisthal von dem Volderthale und dem Watten-thale. Letztere beiden Thäler scheidet wieder der vom Sonnenspitz gegen Norden abzweigende Kamm des Möllgrübler (2747) und des Haneburger (2642).

Am Grünbergerspitz treten die das obere Arzthal umschliessenden Höhenzüge gegen SW und gegen NNW auseinander. Den Höhenzug gegen SW bildet der Kamm des Kreuzjöchls und des Mieslkopfes (2625); die wenig geneigten, gegen das Sillthal abfallenden, bewaldeten Abhänge dieser Höhen führen den Namen des Pfonerberges.

Der vom Grünbergerspitz nordwärts gehende Kamm theilt sich am Kreuzspitz (2751) noch einmal in den Kamm des Morgenkogels und den Kamm, welcher in grossem Bogen über den Glungezer (2688) zum Patscher Kofel (2248) zieht. Die beiden Käme umschliessen das in das Sillthal mündende Mühlthal (auch Vicarthal genannt). Gegen das Innthal und gegen Sillthal senken sich auch hier die Berge in Form breiter, wenig geneigter bewaldeter Rücken.

Bis vor Kurzem lag als eingehendere Besprechung dieses Gebietes nur eine Arbeit von A. Pichler aus dem Jahre 1859 vor, welcher auch eine Kartenskizze mit Darstellung der beiläufigen Verbreitung der Formationen beigegeben ist¹⁾. Erst in allerjüngster Zeit lieferte Rothpletz in seinem Buche „Ein geol. Durchschnitt durch die Ostalpen“, eine ausführlichere Schilderung der Tarnthaler Köpfe und der Umgebung von Matrei.

Als die wichtigsten, auf unser Gebiet einigen Bezug nehmenden weiteren Arbeiten führe ich — ausser den zahlreichen von Pichler gegebenen Notizen — noch an: G. Stache. Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen Nr. II.²⁾, ferner Pichler und Blaas: „Die Quarzphyllite bei Innsbruck“, und Pichler: „Zur Kenntniss der Phyllite in den tirolischen Centralalpen“³⁾.

Die angeführten Arbeiten haben insbesondere zur Kenntniss der älteren Gesteine unseres Gebietes beigetragen, und zwar haben die Arbeiten des erstgenannten Autors interessante Ansichten über die Gliederungen derselben geliefert, während die Arbeiten von Pichler und Blaas speciell der eingehenderen Schilderung der Lagerung der Quarzphyllite und deren petrographischer Beschaffenheit gewidmet waren. Ganz jungen Datums ist die Schrift von J. Blaas: „Ueber Serpentin und Schiefer aus dem Brennergebiete“, auf welche ich im zweiten Theile dieser Arbeit näher eingehen werde⁴⁾.

¹⁾ Pichler. Beiträge zur Geognosie Tirols: Aus dem Inn- und Wippthale. Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck 1859, S. 139 bes. S. 181 ff.

²⁾ G. Stache. Jahrb. d. geol. R.-A. 1874, S. 134, ferner auch unter anderem: Aus der nördl. Schieferzone d. Centralstockes d. Zillertaler Alpen. Verhandl. d. geol. R.-A. 1871, S. 117.

³⁾ Tschermak. Mineral. Mittheilungen. 1882, S. 293 und 1883, S. 503.

⁴⁾ J. Blaas. Nova Acta d. ksl. Leop. Carol. D. Akad. d. Naturf. Bd. LXIV. 1894, Nr. 1.

Auf benachbartes Gebiet beziehen sich die neueren Arbeiten von Penck¹⁾, Gumbel²⁾ und Frech³⁾; sie stehen naturgemäss auch mit der Auffassung des zu besprechenden Gebietes in Zusammenhang und es wird sich später noch einigemal Gelegenheit bieten, dieselben zu citieren.

Die nachfolgende Arbeit besteht aus: 1. der Darstellung der tektonischen Verhältnisse, und 2. der petrographischen Beschreibung der wichtigsten Gesteinstypen des Gebietes.

A. Stratigraphisch-tektonischer Theil.

Der besseren Uebersicht wegen sei hier der tektonischen Beschreibung des Gebietes eine Aufzählung der Formationsglieder vorausgestellt. Der Hauptsache nach muss sich dieselbe enge an die von Frech⁴⁾ aus der Tribulaungruppe gegebene anschliessen, denn mit Ausnahme des Gneisses kehren alle von ihm angeführten Formationen auch östlich der Sill wieder. Neu hinzu treten nur die wahrscheinlich der Dyasformation angehörigen, verrucanoartigen Quarzsericitgrauwacken und -Schiefer, die Tarntaler Quarzitschiefer und die denselben eingelagerten Serpentine. Die Gesteine sind fast durchwegs hochgradig metamorph und umfassen, nach dem Gesagten folgende Hauptabtheilungen:

I. Archaische Gesteine.

Gneissglimmerschiefer (Glimmerschiefer). Feldspathreich, zweiglimmerig, granatführend, ist auf die Westseite des Sillthales bei Matrei beschränkt. Er enthält zahlreiche Einlagerungen von Amphibolit, Granatamphibolit und Epidotamphibolit, welche in der Mächtigkeit von wenigen Centimetern bis zu felsbildenden Zügen (gegenüber dem Bahnhofe von Matrei) wechseln. Auf der Kartenskizze sind nur die mächtigsten unter ihnen ausgeschieden.

Der Staurolith und Turmalin führende Glimmerschiefer vom Patscherkofel ist wahrscheinlich, wie im petrographischen Theile ausgeführt wird, als Einlagerung in den älteren Quarzphylliten aufzufassen.

II. Altpalaeozoische Formationen.

1. Aeltere Quarzphyllite. (Stache's Gneissphyllite z. Th.) Unter diesem Namen ist eine Reihe von Gesteinen mit durchwegs phyllitischem, jedoch sehr wechselndem Habitus zusammengefasst. Die

¹⁾ Penck. Der Brenner. Zeitschrift d. D.-Oesterr. Alpenvereins 1887.

²⁾ Gumbel. Geol. Bemerkungen über die warme Quelle des Brennerbades und ihre Umgebung. Stzber. d. math.-phys. Cl. d. k. bayr. Akad. d. W. 1892, Bd. XXII. Heft 1, S. 139.

³⁾ F. Frech. Die Tribulaun-Gruppe am Brenner in ihrer Bedeutung für den Gebirgsbau. 1893.

⁴⁾ l. c. S. 5.

Hauptbestandtheile der verbreitetsten Form sind Sericit, Chlorit, Quarz, Albit und Turmalin. Von den ausserordentlich ähnlichen jüngeren Quarzphylliten unterscheiden sie sich durch die Einlagerungen von Amphibolit und granatführendem Chloritschiefer. Auch arkosenartige Gesteine (ähnlich dem sogenannten Schwazer Gneiss) gehören dieser mächtigen und mannigfaltigen, schwer zu gliedernden Abtheilung an.

2. Kalkphyllite. Körnig-phyllitische Kalksteine und plattige Kalkschiefer (Kalkphyllit- und Kalkthonphyllitgruppe nach Stache, Brennerschiefer nach Rothpletz). Sie enthalten meist nur wenig Magnesiacarbonat, muscovitartigen Glimmer mit vielen nadelförmigen Einschlüssen, wenig Quarz und einzelne Körner von Albit. Der südliche Theil des zu besprechenden Gebietes wird von dieser Formation eingenommen. Die gegenseitige Lagerung der älteren Quarzphyllite und der Kalkphyllite lässt sich in unserem Gebiete nicht sicher feststellen und es wird die Lösung des Problems ihres stratigraphischen Verhältnisses weiter im Süden in der Nähe des Brennerpasses gesucht werden müssen¹⁾.

III. Jungpalaeozoische Formationen.

1. Zur Steinkohlenformation sind Quarzphyllite zu rechnen, welche die Abhänge des Pfoner Berges und den Kamm von hier gegen das Wattenthal zusammensetzen. Sie entsprechen den Quarzphylliten des Steinacher Joches, welche mit den bekannten, von Pichler entdeckten, Pflanzenreste führenden Thonschiefen in Zusammenhang stehen²⁾. So wie am Steinacher Joche kommen auch in diesen Phylliten sehr häufig Einlagerungen eisenreicher, an der Oberfläche roth verwitternder Kalke und Dolomite vor. (Eisendolomit Stache's.) Die mächtigsten dieser Einlagerungen (z. B. nördlich von Seeköpf und in der Knappenkuchel) wurden auf der Karte ausgeschieden.

Stellenweise sind diese Quarzphyllite sehr reich an Graphit und gehen selbst in graphitische Quarzschiefer über, wie das z. B. am Wege von der Fuchsalpe nach Pfons, an verschiedenen Punkten in der Schlucht des Pfoner Baches in der Nähe der Waldgrenze und am Nordgehänge des Kammes der Rossböden der Fall ist.

Im Handstücke sind die jüngeren und die älteren Quarzphyllite kaum von einander zu unterscheiden; deshalb konnte die genaue Grenze dieser beiden Formationen nur unsicher kartographisch festgestellt werden. Das Haupt-Unterscheidungsmerkmal bilden eben die erwähnten Eisendolomite, welche den älteren Quarzphylliten fehlen. Die älteren Quarzphyllite sind wieder, im Gegensatz zu den jüngeren, wie oben erwähnt, durch amphibolitische Einlagerungen ausgezeichnet.

¹⁾ Vor kurzer Zeit theilte mir Herr Prof. Fréchet brieflich mit, dass nach den von ihm im Sommer 1894 im Süden gemachten Beobachtungen die Kalkphyllite für älter zu halten sind als die Quarzphyllite.

²⁾ Pichler. Beiträge zur Geognosie von Tirol. Zeitschr. d. Ferdinandeums. Dritte Folge VIII. 1859, S. 219. dto. Jahrb. der geol. Reichsanstalt 1870, S. 273. Stur. Geologie der Steiermark. Graz. 1871, S. 155. Stache. Verh. d. geol. Reichsanstalt 1872, S. 78. u. A.

2. Die auf diesen Phylliten und an der Basis der Trias liegenden, wenig mächtigen Schichtglieder können wohl zur Dyasformation gerechnet werden. Dieselben sind: a) Zu unterst eine verrucanoartige Quarzsericitbreccie, welche alle Uebergänge zu dichtem Quarzit und zu Quarzsericitphyllit (Rothpletz: sernifitartiger Schiefer l. c. p. 145) darstellt. Dieses Gestein bildet einen gut wiedererkennbaren Horizont. Einzelne durch Hämatiteinschlüsse blassrosa oder violett gefärbte, klastische Quarzkörner lassen sich oft auch noch an solchen Stellen wiedererkennen, wo das ursprünglich klastische Gestein durch den weitgehenden Metamorphismus seinen äusseren Habitus sehr stark verändert hat und zum vollkommenen Quarzsericitphyllit geworden ist¹⁾.

b) Ueber diesen meist hellgrauen oder weissen Sericitquarziten liegen petrographisch sehr merkwürdige und mannigfaltige, plattige Quarzitschiefer, welche ich im Folgenden mit dem Namen der Tarnthaler Quarzitschiefer bezeichnen werde. Sie sind spangrün bis apfelgrün und an eisenreichen Stellen bronzebraun bis schwarz gefärbt. Der Hauptsache nach bestehen sie aus für das freie Auge vollkommen dicht erscheinenden, äusserst feinkörnigen und durch verschiedenerlei Glimmer und Chloritmineralien grün gefärbten Quarzitplatten, welchen dünne grobschuppigere Parteen von grünem und braunem Glimmer zwischengelagert sind. Am Schlossberge bei Matrei und bei der Kirche von Pfons sind diese Quarzitschiefer durch sehr eigenthümliche Talk, Chlorit und Calcit führende Modificationen vertreten, welche gegen oben immer mehr Kalkspathkörner aufnehmen und in einen hellgrauen Kalkphyllit übergehen²⁾.

Die Serpentine von Matrei, vom Miesljoche und vom Reckner, mit den dieselben begleitenden Talk-, Ophicalcit- und Kalkphyllitlagen gehören immer dem Horizonte der Tarnthaler Quarzitschiefer an³⁾.

Unmittelbar auf den Quarzsericitschiefern (a) liegen manchmal als locale Bildungen eisenreiche, gelb verwitternde, bis ein Meter mächtige Kalkbänke; so z. B. beim Aufschlusse im Pfonerbach⁴⁾ und am Ostgehänge des Mieslkopfes. In den Tarnthaler Köpfen enthalten

¹⁾ Näheres siehe im petrographischen Theile. Diese Quarzitgesteine dürften als leicht wiedererkennbare Gesteine überhaupt noch weiterhin stratigraphische Bedeutung gewinnen, auch deuten noch manche Citate darauf hin, dass sie in der Umgebung an der Basis der Triasformation vorkommen. Es mag hier auch nicht unerwähnt bleiben, dass nach den neueren Arbeiten der Franzosen (Termier, Duparc, Ritter u. A.) auch in den Westalpen an der Basis der Trias stets quarzische und verrucanoartige Gesteine liegen und unter denselben die dem Carbon angehörigen Phyllite folgen. An einigen Punkten treten auch in den Westalpen mit den Quarziten Serpentine auf, doch muss betont werden, dass sie in den Westalpen immer unter den Quarziten liegen, während sie in unserem Gebiete dieselben überlagern.

²⁾ Gesteine, welche mit den Tarnthaler Quarzitschiefern verglichen werden, gab vor längerer Zeit Pichler (Z. d. Ferd. 1865, S. 9) von Foggen bei Arzl östlich von Innsbruck an, er stellte dieselben damals auch in die untere Trias (allerdings im Gegensatz zu seiner späteren Auffassung. T. Min. Mitthlg. 1883, S. 298.).

³⁾ Auf das Auftreten der Serpentine in diesem Horizonte haben schon Pichler und Rothpletz hingewiesen.

⁴⁾ Vgl. Rothpletz l. c. Profil S. 151 und 152.

die grünen Schiefer zahlreiche Zwischenlagen eines eisenreichen gelben plattigen Kalkes.

IV. Mesozoische Formationen.

Schon durch die Analogien der Gesteinsbeschaffenheit und der Lagerungsverhältnisse mit den unzweifelhaft triadischen Gesteinen des Tribulaun- und Serlosgebietes beanspruchen die in den Tarnthaler-Köpfen und den umgebenden Bergen so verbreiteten Dolomit- und Kalkgesteine eine Zuweisung zur Triasformation. In neuester Zeit ist es Rothpletz durch glückliche Petrefactenfunde gelungen, in den Tarnthaler Köpfen das Vorhandensein der Kössener Schichten nachzuweisen¹⁾, wodurch noch eine genauere stratigraphische Bestimmung wenigstens für einen Theil dieser Bildungen geliefert wurde.

Ich selbst habe im Sommer 1893 leider nur zerquetschte und ganz unbestimmbare Bivalvenreste in den im sogenannten Trisslgraben oberhalb der Klammalpe unherliegenden Blöcken gefunden.

Es können unter diesen Gesteinen hauptsächlich drei Ausbildungen unterschieden werden: 1. Der graue Dolomit. 2. Die Dolomitbreccien. 3. Die kalkigen und dolomitischen plattig-schiefrigen Phyllite. Ihre ursprüngliche Lagerung ist wegen der weitgehenden Faltungen wohl nicht leicht constatarbar. Das Gehänge der Tarnthaler Köpfe macht es aber wahrscheinlich, dass die Dolomitbreccien jünger sind, als die Dolomite. Die phyllitische und plattig-schiefrige Facies liegt einerseits zwischen den Dolomiten und geht andererseits aus gewissen Lagen innerhalb der Breccien durch Metamorphose hervor; ersteres lässt sich am Miesljoche und in den Tarnthaler Köpfen und letzteres besonders schön am Hipoldjoche nachweisen. (Siehe auch petrogr. Theil dieser Arbeit)

Sehr mächtige Terrassen diluvialen Schotters füllen das Sillthal aus und Moränengebilde verschiedener Art finden sich an vielen Orten in unserem Gebiete; am häufigsten sind die in den oberen Kars der Berge liegenden Grundmoränen. Eine Besprechung dieser Ablagerung fällt aber nicht in den Rahmen der vorliegenden Arbeit und ich verweise in dieser Hinsicht auf die neueren Darstellungen von J. Blaas²⁾, und F. Kerner v. Marilaun³⁾.

1. Umgebung von Matrei.

Wie schon Pichler öfters hervorgehoben hat, besteht das linke Gehänge des Sillthales bei Matrei aus dem Gneissglimmer-

¹⁾ l. c. S. 75. *Terebratulina gregaria*, *Modiola minuta*, *Gervillia praecursor*, *Corbula alpina*, *Pecten* sp., *Thecosmilia* cf. *fenestrata* Reuss u. cf. *Converastraea Azzarolae* Stopp.

²⁾ Bes. J. Blaas. Ueber die Glacialformation im Innthale. Innsbruck 1884 und: Glacialkarte des Innthales. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1890, S. 22.

³⁾ F. Kerner v. Marilaun. Die Verschiebungen der Wasserscheide im Wipphthale während der Eiszeit. Sitzber. d. kais. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Cl. Dec. 1891. Bd. C. Abth. I. und: Das Glacialerraticum im Wipphthalgebirge. Verh. der geol. Reichsanstalt 1894. Nr. 11. S. 257.

schiefer, der hier nirgends an die rechte Thalseite übergreift. Es ist ein zweiglimmeriger Gneissglimmerschiefer mit vielen, oft nur sehr dünnen Amphibolit- und Epidotamphibolit-Einlagerungen (Steinbruch bei Matrei). Die dunkeln Felsen gegenüber dem Bahnhofs sind mächtigere Parteen solcher Gesteine. — Weiter im Westen liegt auf diesem Gneissglimmerschiefer discordant und transgredirend die gesammte Trias der Waldrast.

Am rechten Ufer — mit Einschluss des Schlossberges — treten unter den mächtigen, den Thalboden bedeckenden Diluvialterrassen, ausschliesslich bedeutend jüngere Gesteine zu Tage. Hier ist die bekannte dem Sillthal entlang streichende Verwerfung am deutlichsten und am unmittelbarsten erkennbar).

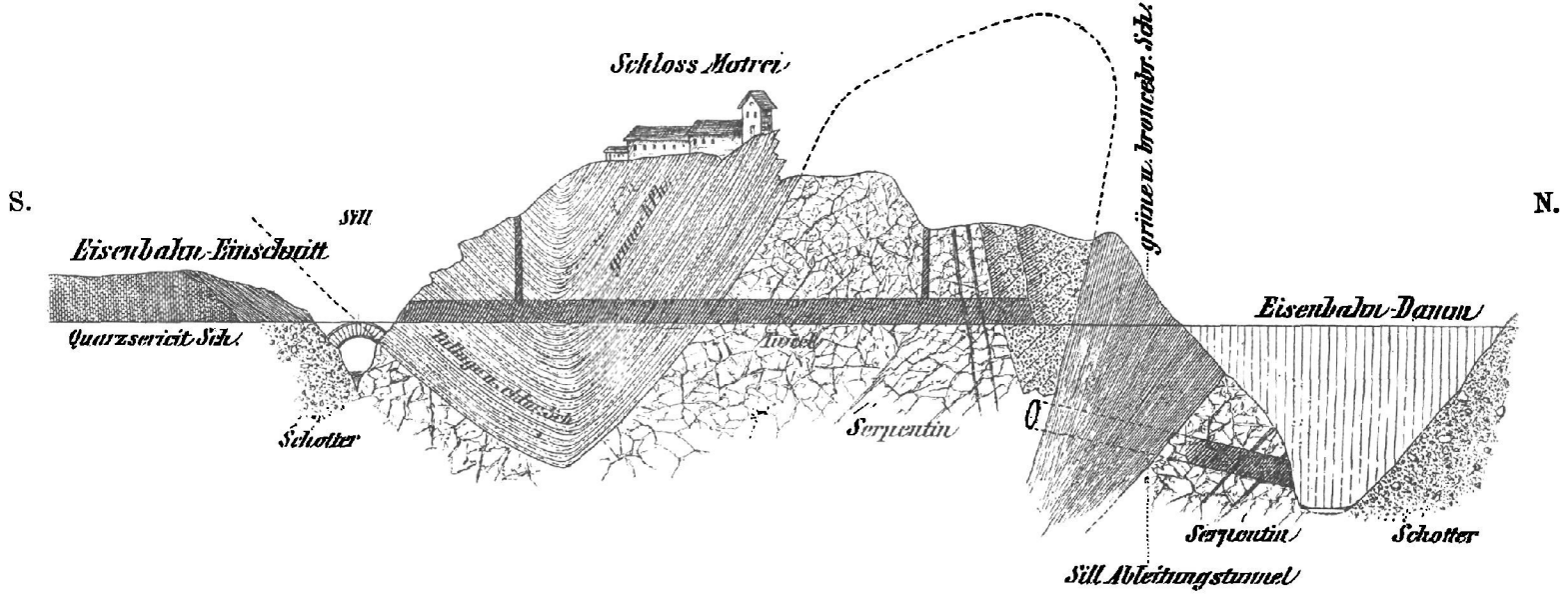
Hinter dem Postamte von Matrei ist die Eisenbahn tief in die weissen, verrucanoartigen Quarzitgrauwacken (Dyas) eingeschnitten. Dieselben bilden hier eine kleine doppelte Antiklinale, deren nördlicher Flügel gegen den Schlossberg zu unter die apfelgrünen Tarnthaler Quarzitschiefer hinabtaucht¹⁾. Gegen Süden scheinen diese Quarzitgrauwacken in mehr flacher Lagerung unter dem Terrassenschotter fortzustreichen. Auf dem Fahrwege, der in einiger Höhe dem Gehänge der Terrassen entlang zieht, treten an einer Stelle gegenüber dem Stationsgebäude die Tarnthaler Quarzitschiefer zu Tage — auch hier in höherem Niveau als die Quarzitgrauwacken liegend. Gegen Schloss Matrei zu erscheint in der Tiefe der Sillschlucht Serpentin, der jenseits der Sill an allen Seiten des Schlossberges wieder von den grünen Quarzitschiefern überlagert wird. Im Norden dieses Hügels fallen die Quarzitschiefer circa 60° gegen Süden ein; an der Südseite fallen sie unter flacherem Winkel gegen N. Die beiden Flügel, welche sich gegenseitig zu einer einfachen Synklinale ergänzen würden, werden in der Mitte durch eine steile Antiklinale von einander getrennt. In dem nachfolgenden Profile (S. 596) ist, mit wenigen Abänderungen, eine Zeichnung aus dem Notizbuche meines Vaters wiedergegeben, welche er zur Zeit des Bahnbaues aufgenommen hat, als der Bahntunnel und der Silltunnel noch nicht vermauert und deshalb die tektonischen Verhältnisse besser als heute ersichtlich waren.

Die Quarzitschiefer nehmen hier, wie die weitere Untersuchung zeigt, gegen oben zu Kalkspathkörner auf und gehen zuletzt namentlich an der Südseite des Schlossberges in graue Kalkphyllite über. An der Serpentinegrenze sind sie von mannigfaltigen Talk- und Ophicalitschiefern begleitet. Aus dem Ganzen ist auch ersichtlich, dass die Serpentine innerhalb der Quarzitgesteine liegen.

Beim Nordausgange des Tunnels tritt ein gelbliches, sandiges, sehr stark zersetztes Gestein auf, welches rundliche Körner aus dem Materiale der grünen Quarzitschiefer enthält. An einer Stelle fand

¹⁾ Wohl zuerst am bestimmtesten ausgesprochen bei Penck l. c. Die Verschiedenheit der beiden Thalseiten hat schon Trinker beobachtet. Petrographische Erläuterungen zur geogn. Karte von Tirol. 1852. S. 31.

²⁾ Vgl. zu dem folgenden auch: J. Blas, Ueber Serpentin und Schiefer aus dem Brennergebiete. Nova Acta d. ksl. Leop.-Carol. Akad. d. Naturforscher. Bd. LXIV. Nr. 1. 1894. S. 9 ff.



ich in diesem bröckeligen, anscheinend ein Verwitterungsprodukt darstellenden Materiale, dünne, aber noch zusammenhängende phyllitische Kalkbänke. Ich glaube deshalb, dass hier ursprünglich ein Theil der Falte aus phyllitischem Kalke bestanden hat, welcher, als die Sill noch höher floss, in Folge der leichteren Zersetzbarkeit und der senkrechten Stellung der Schichten leichter auserodirt wurde als die umgebenden quarzitischen Schiefer; die also entstandene Kluft wurde später von dem durch die Erosion und Verwitterung entstandenen Detritus ausgefüllt, welcher sich dann bis zu einem gewissen Grade verfestigte.

In dem Bache, der von Pfons zur Sill herunterkommt, ist ein Streifen Serpentin aufgeschlossen, welcher sich ununterbrochen bis zu dem Steinbruche gegenüber der Kirche dieses Ortes fortsetzt. In diesem Steinbruche sind hauptsächlich die den Serpentin begleitenden Chlorit- und Talkschiefer aufgeschlossen und man kann hier gut beobachten, dass dieselben in die grünen Quarzitschiefer übergehen ¹⁾ und dass letztere den Serpentin überlagern. In einer Schottergrube unweit dieses Steinbruches SW ist ein eigenthümlicher grauer, bald quarziger bald kalkiger Phyllit mit wenigen dünnen Bänken von grauem krystallinischem Kalkstein aufgeschlossen; ohne Zweifel dieselben Gesteine, welche beim Schlosse die grünen Schiefer überlagern. Wenn man von Schöfens den nach Nordost führenden Fahrweg hinaufgeht, findet man zuerst grünen Schiefer und weiter oben in den Furchen der Wägen phyllitischen Kalkstein angefahren.

Aus der einfachen Betrachtung der Niveaueverhältnisse ist hier schon ersichtlich, dass sowohl die grünen Quarzitschiefer als die Kalkphyllite und der Serpentin von Pfons her gegen das Schloss Matrei (gegen W) absinken. Verfolgt man den Serpentin im Pfoner Bache noch weiter aufwärts, so trifft man abermals auf die unter demselben hervortauchenden verrucanoartigen Quarzsericitgrauwacken; sie fallen daselbst steil gegen Süd ²⁾. Noch weiter aufwärts tritt unter den letzteren als ältestes Glied dieser localen Schichtreihe der im Osten so weit verbreitete bleigraue Quarzphyllit zu Tage; derselbe ist identisch mit den Phylliten, welche von Pichler durch die Pflanzenfunde vom Steinacher Joche als der Steinkohlenformation zugehörig erwiesen wurden.

Die gesenkte rechte Thalseite der Sill bei Matrei stellt also der Hauptsache nach eine ziemlich flache gegen West geneigte Synklinale jüngerer Gesteine innerhalb der carbonen grauen Quarzphyllite dar. Unmittelbar auf den grauen Phylliten liegen die weissen Quarzsericitgrauwacken (Dyas), auf denselben liegen im Süden die Tarnthaler Quarzitschiefer, zwischen diesen beiden Schichtgliedern oder den letzteren eingelagert, liegt eine ziemlich mächtige Linse von Serpentin. Das innerste der Mulde bildet ein Streifen grauen Phyllites mit phyllitischem Kalkstein. Letzterer ist aus Gründen, welche sich später ergeben werden, auf der Kartenskizze mit der Farbe der Triasformation angegeben.

¹⁾ S. petrographischer Theil.

²⁾ Vgl. Rothpletz l. c. 182.

Bei der Aussichtswarte N vom Schlosse fand ich Blöcke der triadischen Dolomitreccie, aber ich vermochte nicht zu entscheiden, ob derselbe hier in der Nähe ansteht¹⁾.

2. Mieslkopf bei Matrei.

Wie bereits bemerkt, besteht das Gehänge des Pfonerberges aus dem bleigrauen Phyllit der Steinkohlenformation; dieses Gestein steht auch in der Schlucht des Pfonerbaches durchwegs in helleren und dunkleren Varietäten an. Häufige 1—2 Meter mächtige Einlagerungen von rothen eisenschüssigen Kalken, entsprechen Stache's Eisendolomiten vom Steinacher Joch.

Wenn man aus dem Walde West vom Miesljoche heraustritt, sieht man bald die weissen Quarzsericitgesteine entgegenragen, welche das ganze Mieslloch zusammensetzen. Nähert man sich dem Mieslkopfe, so stellen sich über diesen Quarziten die grünen Tarnthaler Quarzitschiefer ein und auf einer isolirten auffallenden Kuppe findet sich auch hier wie bei Pfons und Schloss Matrei grauer Kalkphyllit über den grünen Quarzitschiefern vor. Oestlich vom Miesljoche am Rande der moränenbedeckten Mulde, am Fusse des Mieslkopfes, tritt in den grünen Schieferen, welche hier sanft gegen Süd geneigt sind, Serpentin mit Ophicalcit zu Tage wie bei Matrei.

Am Gehänge des Mieslkopfes, werden die Tarnthaler Quarzitschiefer von plattigen, thonigen und phyllitischen Kalken und Kalkschiefern überlagert, welche vollkommen Frech's „Glimmerkalken von der schwarzen Wand“ gleichen. Ueber diesen folgen massige graue gebänderte und weisse Dolomite; letztere setzen den Gipfel des Mieslkopfes zusammen. Auf dem Kamme gegen das Kreuzjöchl stellen sich abermals, hier sehr steil SO fallende Kalkthonschiefer ein, und die Spitze dieses Berges besteht aus den merkwürdigen später noch öfter zu erwähnenden dolomitischen Breccien. Von hier ab, wechseln gegen Norden noch mehrmal Dolomit und Schiefer bis an die Grenze gegen den carbonischen Quarzphyllit, an welcher abermals die, die Unterlage der Kalk- und Dolomitgesteine bildenden weissen Quarzite und grünen Quarzitschiefer auftauchen.

Der Aufbau des Berges, der sich vom Kamme aus nur schwer beurtheilen lässt, wird sofort klar, wenn man ihn aus einiger Entfernung von Westen aus betrachtet: etwa vom Gehänge gegenüber der Kuh-Almhütte (s. Zeichnung Taf. XI, Fig. 2). Wir sehen hier im Süden des Berges die flachgelagerten Quarzite des Miesljoches unter die Kalkschiefer des Mieslkopfes hineinziehen, und weiter im Norden unter dem Schutt, der von den aus plattigem Kalkschiefer bestehenden Wänden herabkömmt, verschwinden.

Die Gesteine der Trias sind in zwei nordwärts gerichtete Falten gelegt, von denen die aus Dolomit bestehenden synklinalen Theile (am Kreuzjöchl und am Kamme nordwärts) besonders deutlich zu sehen sind. Als innerster Theil der Antiklinale, welche sich an die

¹⁾ Die Stelle ist auf der Karte mit der Farbe der Triasformation angegeben.

Einfaltung vom Kreuzjöchl anschliesst, muss der breite Streifen Tarnthaler Quarzitschiefer gelten, welcher sich am Gehänge des Mieslkopfes gegen Norden hinaufzieht, sich dann rasch verschmälert und offenbar zwischen dem Schutt, weiter oben auskeilt.

An der Ostseite dieser Bergkuppe ist besonders der im Westen undeutliche Theil dieser Triasmulde deutlich zu sehen. Von der aus grauem Quarzphyllit der Steinkohlenformation bestehenden Serbls-Spitze aus nach Süden gegen das innere der Mulde vorschreitend treffen wir zunächst auf die weissen Quarzsericitgrauwacken, welche überall unmittelbar über den Phylliten liegen. Sie fallen hier steil gegen Süd und streichen vom Kamme nördlich des Kreuzjöchls gegen die Grünberger Alpe. Darauf folgt eine schmale Bank gelben, eisenschüssigen Kalkes (local, wie im Pfonerbach) und hierauf die Tarnthaler Quarzitschiefer; letzere stehen fast senkrecht. Im inneren der Falte folgen zunächst Dolomitbreccien und dann die plattig thonigen Kalkschiefer bis im Süden wieder die hier flach liegenden Quarzitschiefer und weissen Quarzite herauskommen. (Vgl. Profil I, S. 601.)

Die Quarzsericitschiefer senken sich von hier langsam gegen Süden und bilden am Hirschstein mächtigere anstehende Felsen. An einer kleinen aber auffallenden Kuppe (c. 2298) treten hier noch einmal die Gesteine der Trias in Form von thonigen phyllitischen Kalkschiefern über den Quarziten auf.

Nördlich von diesen Dolomitfalten, in denen überall ziemlich steiles Südfallen zu beobachten war, biegen die, die Unterlage bildenden Phyllite sofort zu steilem Nordfallen um (Serbls-Spitz und Seeköpf), so dass hier die nördliche Grenze der jüngeren Gesteine gegen den älteren Phyllit, dem Scheitel einer Antiklinale des letzteren entspricht. (Vgl. Profil I, S. 601.)

Wir haben hier dieselbe Schichtfolge vor uns, wie bei Matrei, nämlich über dem Phyllit der Steinkohlenformation, Quarzsericitgrauwacken und weisse Quarzite, dann grüne Quarzitschiefer mit einer Linse von Serpentin, unmittelbar über diesen Kalkphyllit. Zu oberst folgen Dolomite und Dolomitbreccien. Die nicht unbeträchtliche Faltung ist gegen Nord gerichtet. Wegen der Analogie mit den Kalkphylliten, welche hier über den Tarnthaler Quarzitschiefern liegen, können wir auch annehmen, dass die Kalkphyllite bei Schloss Matrei und Pfons die unstersten metamorphen Theile der Triasformation darstellen.

Im Walde des Pfoner Berges ist an der in der Kartenskizze angegebenen Stelle ein schmaler Streifen dolomitscher Breccie aufgeschlossen; derselbe streicht NO-SW und ist an beiden Seiten von Quarzsericit-Schieferbänken begrenzt. Von West gegen Ost wenden sich die Schichten von steilen Südfallen zur senkrechten Stellung und biegen dann zu steilem Nordfallen um. Dieses kleine Vorkommen stellt eine Verbindung zwischen den Falten vom Mieskopfe und denen von Matrei dar, die Axen dieser Falten sinken gegen die Verwerfung im Sillthale ziemlich steil ab. Der Höhenunterschied zwischen Mieskopf und Pfons beträgt circa 1100 Meter.

3. Grafmartspitz—Rossböden. (Profil II.)

Von der Serbls-Spitze aus sieht man deutlich, dass die Phyllite am Grafmartspitz am Gipfel dieses Berges Nord fallen und am Südabhange in einer Höhe von etwa 2400 Meter zu steilem Südfallen umbiegen. An diesen südlichen Schenkel der Phyllitantiklinale lehnen sich die Kalkdolomitgesteine an; dieselben setzen beiläufig das Streichen der Gesteine oberhalb des Hirschsteins fort. Der Einfallswinkel nimmt gegen Süden immermehr zu bis die Schichten endlich nahezu senkrecht stehen. Zu oberst haben wir hier Dolomitbreccie, daran reiht sich gegen Süden Kalkschiefer und noch weiter unten dolomitischer Kalkstein. Dann schaltet sich eine steil Südfallende Bank Tarnthaler Quarzitschiefer ein und das letzte aufgeschlossene Glied ist wieder Dolomitbreccie.

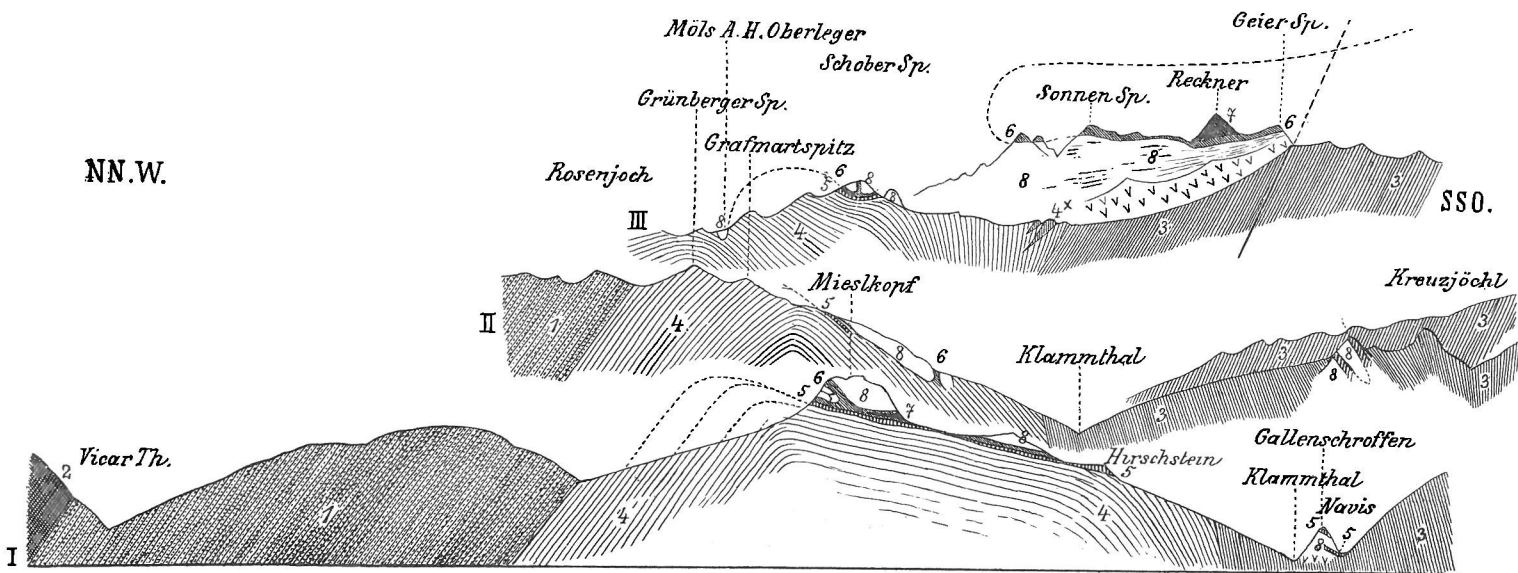
Das Ganze ist als der Nordflügel einer ONO—WSW streichenden Synklinale anzusehen, welche in ihrem innersten Theile noch einmal zu einer kleinen Antiklinale zusammengeschoben ist.

Geht man von hier aus in der Streichungsrichtung weiter, so gelangt man an den Sattel oberhalb der Rossböden. Hier fallen schon von Ferne die weissen Felsen des Quarzitgesteins der Dyasformation auf, an welchen sich gegen Süden zunächst Dolomitbreccien und dann plattige Kalkphyllite anschliessen. Wenn es hier auch schwer ist sich über die Einzelheiten der Lagerung zu orientiren, so kann doch kein Zweifel bestehen, dass wir es auch hier mit dem innersten Theile einer liegenden Falte zu thun haben, welche vom Süden des Grafmartspitz herüberstreicht. Demselben Zuge gehört aller Wahrscheinlichkeit, noch eine kleine Partie dolomitischer Breccie im Süden der Möls-Alm-Hütte an. (S. Profil III.)

4. Schoberspitze—Sonnenspitze. (Profil III.)

Im weiter östlich fortziehenden Kamm reiht sich an die besprochenen noch ein weiterer einfacher gebauter Dolomit- und Kalkschieferzug an. Besonders am Nordrande dieses Zuges (Rossböden) ist deutlich zu sehen, dass die grünen Tarnthaler Quarzitschiefer zwischen den Carbonen Quarzphylliten und den Kalkschiefern der Triasformation liegen. Nur im westlichen Theile des Zuges schaltet sich an einer Stelle — offenbar in Folge einer localen Einfaltung — unter dem Quarzitschiefer noch einmal phyllitischer Kalkschiefer ein. Die Quarzsericitgrauwacken sind an der Nordseite dieses Höhenzuges stellenweise nicht vorhanden. Die Quarzphyllite der Steinkohlenformation enthalten hier Lagen von graphitischen Quarzschiefer.

Vom Westen aus betrachtet erscheint der ganze Zug als einfache Synklinale und die von beiden Seiten unter den Kalk einfallenden Tarnthaler Quarzitschiefer sind deutlich zu sehen. Dass die Lagerung, wenigstens im östlichen Theile des Zuges nicht so einfach ist, zeigt die Ersteigung des Kammes. Man sieht hier, dass stellenweise der Kamm von senkrecht stehenden oder steil Süd einfallenden Quarzitgrauwacken und grünem Tarnthaler Quarzitschiefer gebildet wird. Es ist demnach auch hier wenigstens im Osten im



1 = Quarzphyllite des Brenner.

2 = Glimmerschiefer-Einlagerungen im Quarzphyllit.

3 = Kalkphyllite des Brenner.

4 = Quarzphyllite der Steinkohlenformation.

4^x = Eisendolomit.

5 = Quarzbreccie und Schiefer (Dyas).

6 = Tarnthaler Quarzschiefer.

7 = Serpentin.

8 = Gesteine der Triasformation.

inneren Theile der Synklinale eine schmale, senkrecht stehende steil Südfallende Antiklinale eingeschaltet.

Am Ostabhange des Sonnenspitz und am Klammerjoch ist ein plötzliches Umwenden der Streichungsrichtung zu bemerken. Die grünen Schiefer an der Basis fallen hier nämlich ganz unvermittelt ca. 60° SW, — wir werden noch später hierauf zu sprechen kommen.

Dem Schoberspitz ist eine auffallende Bergkuppe vorgelagert, Sie besteht an der Basis aus Dolomit, darüber folgt Kalkphyllit und die Spitze bildet dolomitische Breccie. Der ganze Complex fällt ca. 40° nach N. Die Quarzite an der Basis sind hier nicht aufgeschlossen; doch sind sie an dem Abhange des gegenüberliegenden Schoberspitz deutlich zu sehen.

5. Navisthal-Gallenschroffen bei Navis.

Südlich vom Navisthal wird das rechte Sillthalgehänge von dem steil NW fallenden Brennerkalkphyllit gebildet. Unterhalb der Kirche von Tienzens am Eingange dieses Thales tritt an dessen Stelle — scheinbar concordant überlagernd — Sericitischer Schiefer mit weissem Quarzit (letzterer unmittelbar hinter der Kirche), welche ich wegen ähnlicher petrographischer Beschaffenheit zu den über den Carbonphylliten liegenden Quarzsericitschiefern rechnen zu müssen glaube. In der Nähe fand ich auch Blöcke von Dolomitbreccie und dolomitischem Kalkstein, aber es gelang mir nicht diese Gesteine hier anstehend zu finden¹⁾.

Ueber den Sericitischen Schiefer folgt anscheinend concordant der Quarzphyllit, welcher sonst unter den Quarziten liegt. Mit den Quarziten bei Matrei ist kein tektonischer Zusammenhang aufzufinden. Verfolgen wir das Streichen dieses zwischen Kalkphyllit und Quarzphyllit liegenden Sericitschieferzuges, so sehen wir, dass derselbe das Navisthal kreuzen muss und unter dem mächtigen Gehängeschutt der rechten Thalseite verschwindet. Gegenüber der Kirche von Navis, wo der Obere Weg einen Bach (Trembelbach) kreuzt, finden wir abermals die Grenze zwischen Kalkphyllit und Quarzphyllit, durch eine ca. 8 Meter mächtige Zwischenlage von hellgrünlichem Sericitphyllit gekennzeichnet. Dasselbe ist auch weiter östlich in dem Thale, welches zur Grünberger Alpe führt, und auf dem Wege zur Stipler Alpe der Fall.

Es wäre vielleicht der Gedanke naheliegend, dass an der Basis der Carbonen-Phyllite ein zweites Sericitschieferlager vorhanden wäre; doch spricht zunächst die grosse petrographische Verwandtschaft der Quarzite bei der Kirche von Tienzens mit denen am Mieskopf und an anderen Orten, sowie das Vorhandensein von dolomitischen Gesteinen in der Nähe derselben, dafür, dass auch diese Gesteine dem oberen Horizonte angehören; die tektonische Beziehung derselben wird dadurch allerdings äusserst complicirt. Wir

¹⁾ Pichler. (Ztschft. d. Ferdinandeums, Jahrg. 1859, S. 199) führt auch die Quarzite bei der Kirche von Tienzens an.

müssten hier die Quarzite über den Kalkphylliten und Quarzphylliten transgredirend und später zwischen dieselben eingefaltet annehmen; wobei die scheinbare Concordanz der Schichten als Erscheinung der nachträglich entstandenen Schieferung aufzufassen wäre. Es wird aber kaum mit Sicherheit zu entscheiden sein, ob nicht etwa das Vorkommen bei der Kirche von Tienzens mit den jetzt zu besprechenden complicirten Ueberschiebungen am Gallenschroffen bei der Kirche von Navis in Verbindung zu bringen ist.

Es ist dies ein, durch seine Form schon von weitem auffallender Felsen dolomitischen Kalkes, an der Stelle wo sich das Navisthal in zwei Thäler, das Klammthal und Weidenreich (recte Weirach-) Thal theilt. (Prof. I und II.)

Steigt man die Schlucht des letztgenannten Baches eine Strecke weit ober den letzten Häusern des Ortes hinauf, so findet man in derselben unter dem Kalke Sericitische Quarzitschiefer anstehend, dieselben streichen ONO-WSW mit steilem SSO-fallen. Wir haben also auch hier innerhalb der Kalkphyllite an der Basis der Dolomite den Horizont der Quarzite.

Ersteigt man den Felsen von seiner in das Navisthal blickenden Seite aus, so findet man stellenweise im Kalke Zwischenlagen von plattig phyllitischem Kalkschiefer, und geht man den Kamm weiter entlang, so trifft man auf steil Südfallende Quarzsericitschiefer oberhalb der Kalke. Auch die grünen Quarzitschiefer sind hier in einer chloritführenden Modification vertreten. In der Nähe der Stöckel-Alpe folgt über den Quarziten ein neuerlicher Dolomitstock und auch dieser wird abermals von den Quarzsericitschiefern von Süden her bogenförmig überlagert. Die Quarzitische Grauwacke ist hier in der Metamorphose am weitesten vorgeschritten und in plattig schiefrige Sericitphyllite verwandelt¹⁾.

Ein nicht unerhebliches Westfallen dieser sich von Süden her über den Dolomit legenden Schichten, an deren nördlichem Flügel deutet auch hier das Westwärtssinken der Ueberschiebungssaxe an. Die Quarzite sind hier ohne Zweifel in zwei Schuppen über die Kalke geschoben. Gegen Osten keilen die senkrecht oder steil Süd gerichteten Quarzsericitschichten zwischen den Kalkphylliten aus. Auch hier liegen die Kalkphyllit-Schichten scheinbar concordant mit diesen.

Gegen den Sacherkogel (Griff Alpe) zu wenden sich die Phyllite allmählig zu steilem Nordfallen. Am Kreuzjöchl fallen dieselben aber noch stellenweise steil Süd.

6. Tarnthaler Köpfe. (Profil III.)

Das Klammthal hinaufsteigend trifft man bald oberhalb der Griff-Alpe über den steil in Nord fallenden Kalkphylliten auf den grauen Quarzphyllit, welcher hier besonders mächtige, einige kleine Hügel bildende, Eisendolomit-Einlagerungen aufweist. In diesen befinden sich die erzführenden Kalkspathgänge, von welchen das umge-

¹⁾ S. petrogr. Theil.

bende Terrain den Namen der Knappenkuchl¹⁾ führt. Von dem „Bödele“ oberhalb dieser Hügel aus sieht man sehr schön die auf den Quarzphylliten liegenden mächtigen Dolomitcomplexe. Die unmittelbare Unterlage dieser letzteren ist leider durch den Schutt der Wände auf weite Strecken verdeckt. An einer Stelle südlich vom Eingange in den sogenannten Trisslgraben (NO. d. C. 1854) findet man jedoch anstehend eine Modification von Phyllit, welche in Folge der dichten grünlichen Quarzitischen Zwischenlagen sehr an die Tarnthaler Quarzitschiefer erinnert. Die letzteren sehen auch an anderen Orten durch Glimmerrücknahme stellenweise sehr stark phyllitisch aus. Echte Quarzitschiefer liegen in der Nähe und auf dem „Bödele“ reichlich umher. Diese Thatsache ist zwar an und für sich für das Anstehen derselben an dieser Stelle nicht beweiskräftig, weil dieselben auch von oben stammen könnten. Nach den Erfahrungen von Matrei, vom Mieselkopfe und dem Nordgehänge der Rossböden müssen wir aber jedenfalls deren Vorhandensein an der Basis der Dolomite unter der Decke von Gehängeschutt annehmen, und wir können durch die angeführten Erscheinungen in dieser Annahme nur unterstützt werden.

Um so überraschender ist es, wenn man, nach der Durchsteigung der mächtigen Serie der Triasgesteine, zu oberst noch einmal die Gipfel der Gruppe der Tarnthaler Köpfe zusammensetzende Tarnthaler Quarzitschiefer, u. zw. hier in sehr mächtiger Entwicklung und in Verbindung mit mächtigen Serpentinmassen antrifft. — Nur die Annahme einer weitgehenden Ueberfaltung kann uns diese Erscheinung erklären.

Beim Anstieg durch den Trisslgraben sieht man wohl stellenweise sehr bedeutende locale Störungen und Faltungen; ein klares Bild von dem complicirten Aufbau dieser Berggruppe kann man aber nur beim Anblick derselben von einiger Entfernung aus erhalten. (Am besten vom Nord-Abhange des Kreuzjöchls, siehe Taf. XII). Betrachten wir die Aufeinanderfolge der Schichten zunächst in der Nordhälfte der Berggruppe, so sehen wir zu unterst die Quarzphyllite der Steinkohlenformation (Ca Ph.) mit den weithin sichtbaren rothen Eisendolomit-Einlagerungen (E D.) Nicht weit von diesen entfernt doch oberhalb derselben, wo sich die Dolomitfelsen aus den Hutweiden erheben, stehen die oben erwähnten grünen quarzitischen Modificationen der Phyllite an und liegen die Blöcke von Tarnthaler Quarzitschiefer umher. Ueber den mächtigen weissen Dolomiten (Tr D.) folgt Dolomitreccie, dann ein dunkler Streifen von phyllitischem dünnplattigem Kalkschiefer (Tr K Ph.) und das Ganze wird von dem mächtigen Bande der grünen Quarzitschiefer (T Qu.) in derselben Ausbildung wie am Mieselkopfe und bei Matrei überdeckt.

Wenden wir uns gegen den südlichen Theil dieser Gebirgsgruppe und betrachten wir, wie sich die einzelnen Schichtglieder gegen die alten Kalkphyllite (Br Ph.) des Brenner verhalten, so sehen wir zunächst, dass diese letzteren unter den steil nordfallenden Quarz-

¹⁾ Auf der Spezialkarte ist die Knappenkuchl fälschlich im Kar unmittelbar unterhalb des Reckner angegeben.

phylliten (CaPh.) emportauchen und sich bis an den Kamm knapp unter der Geierspitze erheben.

Die Dolomite verschwinden gegen Süd ebenso wie die Dolomitbreccien unter den triadischen Kalkphylliten oder gehen in dieselben über. Diese letzteren überdecken in zwei flachen Bögen vom Nederspitz bis zur Geierspitze die gesammte Serie der Trias und treten im Gehänge des letzteren Berges unmittelbar an die alten Kalkphyllite heran, von denen sie petrographisch kaum zu unterscheiden sind. Die Geierspitze besteht aus den überfalteten Tarnthaler Quarzitschiefern, dieselben sind hier im innersten Theile der Falte steil, nahezu bis zur Concordanz mit den angrenzenden alten Kalkphylliten emporgeschleppt. Die Gipfel des grossen und kleinen Reckners bestehen aus Serpentin (Sp.), der ihnen die wilden, für dieses Gestein charakteristischen Formen verleiht. Auch hier gehört der Serpentin dem Horizonte der grünen Schiefer an.

Sowohl der Winkel des Einfalles, als der der Schleppung ist bedeutend steiler, als er auf der Zeichnung erscheint, weil diese das Bild nicht genau im Streichen wiedergiebt.

Bis vor Kurzem wurde die Auflagerung der grünen Quarzitschiefer auf der Trias in den Tarnthaler Köpfen als ursprüngliche Lagerung angenommen; wie das ja auch kaum anders möglich war, bevor die Lagerung auf den Rossböden und am Mieslkopfe genauer studiert war. Bei der genaueren Kenntniss dieser Berge gelangt man aber leicht zu der Einsicht, dass die ältere Annahme eine Erklärung der Lagerungsverhältnisse am Mieslkopfe unmöglich macht. Aber auch schon bei Pfons und Matrei ist es evident, dass die grünen Schiefer mit den Serpentinien unmittelbar über den Quarziten und diese wieder unmittelbar über den Quarzphylliten liegen. Da es wohl nicht angeht anzunehmen, dass die gesammte Masse der Triasdolomite und Kalkphyllite der Tarnthaler Köpfe auf diese kurze Strecke verschwindet und jenseits der Sill an der Waldrast wieder auftaucht, könnte man schon nach diesen Thatsachen, ohne Kenntniss der Lagerung am Mieslkopfe und in den Rossböden die Auflagerung der grünen Quarzitschiefer auf den Quarzitgrauwacken und auf den Phylliten der Steinkohlenformation als die ursprüngliche und die Auflagerung der ersteren auf den Triasdolomiten als die Folge einer Ueberschiebung annehmen.

Im Detail bieten sich wohl noch der Deutung der Lagerungsverhältnisse in den Tarnthaler Köpfen einige Schwierigkeiten. Nach meiner Ansicht wurden die Dolomitmassen und Kalkphyllite durch eine weitgehende Ueberschiebung oder Ueberfaltung gegen Nord von den Tarnthaler Quarzitschiefern überdeckt. Nachträglich sank die ganze Masse an einer parallel der Schichtung der alten Kalkphyllite nordwärts einfallenden Verwerfung in die Tiefe. Dementsprechend sind, wie oben erwähnt, auch die überschobenen Schichten an der Geierspitze steil emporgeschleppt.

Am Sonnenspitz in den Tarnthaler Köpfen (c. 2831) biegt das Streichen ebenso wie am Klammer Joch (s. S. 602) plötzlich in die entgegengesetzte Seite um; die Schichten fallen Südwest. Am Gipfel dieses Berges sind nämlich die Schichten auffallend ostwärts empor-

gezogen, wie das besonders deutlich der Anblick von Norden her (Nederspitz) zeigt. Die Fortsetzung dieser Aufbiegung trifft genau auf den Wechsel der Streichungsrichtung am Klammer Joch. Wahrscheinlich haben wir es hier mit einer senkrecht auf das allgemeine Streichen gerichteten Verwerfung zu thun. Am Klammer Joch selbst ist die Lagerung äusserst complicirt. Hier wechseln sehr oft Tarnthaler Quarzitschiefer und plattige Kalke und in Folge der gestörten Streichungsrichtung, sowie der Mannigfaltigkeit der Erosionsformen ist es hier sehr schwer, einen Ueberblick zu gewinnen. Die tiefere Lage der Dolomite und Quarzbreccien im Osten der Mölserscharte sagt uns aber, dass hier der Ostflügel der Verwerfung gesenkt ist. Demnach sind die Schichten am Sonnenspitz und Klammer Joch verkehrt geschleppt.

Auf dem Ostgehänge der Tarnthaler Köpfe gegen die Lizum-Alpe ist die Basis der Dolomite leider ebenfalls verhüllt.

Unweit des Sägenhorst, südlich der Tarnthaler Köpfe ist den alten Kalkphylliten noch ein Streifen Dolomit in Begleitung von Quarzsericitschiefer eingelagert. Derselbe streicht ONO, WSW, fällt concordant mit den Kalkphylliten steil gegen Nord und stellt offenbar den innersten Theil einer kleineren hier gegen Süd überbogenen Falte dar.

7. Die Dolomitberge östlich vom Lizumthale.

Die Berge jenseits des Lizumthales liegen bereits ausserhalb des Rahmens, den ich meiner Arbeit ursprünglich gesteckt hatte, und ich konnte mir, da ich bei dem schlechten Wetter des Juli 1893 mit der Zeit zu sparen hatte, bloß eine kurze Excursion in dieses interessante Gebiet vergönnen. Vermochte ich auch nicht den complicirten Bau der Falten in diesem Theile in allen Einzelheiten klarzulegen, so war ich doch im Stande, die Hauptgrenzen der Dolomite und Quarzitgesteine innerhalb der Phyllite einzuzichnen und in den wesentlichsten Punkten Uebereinstimmung mit den Verhältnissen in den östlichen Gebieten nachzuweisen.

Etwas unterhalb des Junsjoch fallen die grünen Schiefer circa 40° N. unter die jüngeren plattigen Kalkphyllite ein. Desgleichen sieht man besonders deutlich vom Junssee aus die Brennerkalkphyllite unter die Dolomite und Breccien der Kahlwandspitze (2833 Meter) einfallen und der Anblick dieses Berges von den Tarnthaler Köpfen aus zeigt deutlich die nordwärts gerichteten Falten der älteren Kalkphyllite an der Basis der Triasgesteine.

Den Reisenock (2557 Meter) von Osten betrachtend, sieht man deutlich einen nordwärts gerichteten Faltenbau; besonders klar ist eine schiefe Synklinale von weissen Sericitquarziten und Tarnthaler Quarzitschiefern, welche über plattigem Kalkphyllit (Brennerkalkphyllit) und unter dolomitischer Breccie liegen.

Blickt man vom Thorjoch aus gegen die Nordwest-Abhänge des Reisenock, so sieht man abwechselnd übereinander liegende Züge von Dolomitbreccie und triadischem Kalkphyllit (Glimmerkalke), es sind das offenbar die im Streichen gesehenen mehrfach übereinander liegenden Faltungen. Den Kamm von der Thorwandspitze zur

Kahlwandspitze entlang kletternd, findet man zwischen den mannigfach wechsellagernden Dolomiten, Glimmerkalken und dolomitischen Breccien an mehreren Stellen die typischen Sericit-quarzite, meist steil S-fallend, oder auch senkrecht stehend oder in unregelmässigen Verbiegungen mit meist spitz ausgequetschten Seitenästen zwischen den Dolomiten.

Zwischen Thorspitz und Eiskaar-Spitz queren zwei OW streichende kurze Züge von Dolomit in Verbindung mit Quarzsericitschiefern und Tarnthaler Quarzschiefern den aus Phyllit bestehenden Gebirgskamm. Am Thorspitz fallen die Phyllite bereits nach Nord, wir befinden uns demnach hier schon nördlich von dem Scheitel der vom Serbls-Spitz herüberstreichenden Phyllit-Antiklinale.

Complicirter ist die Lagerung am Hippoldjoch und am Hippold. Die Zeichnung Taf. XI, Fig 1 gibt das Bild dieses Berges von Osten aus.

Man sieht im Süden hier wie immer über den Phylliten (CaPh.) die Quarzsericitgesteine (Qu.) und über diesen die weissen Dolomite. (TrD.) Die Höhen südlich vom Hippoldjoch bestehen aus Dolomitbreccien und plattig phyllitischen Schiefern, welche mit jenen in innigem Zusammenhange stehen (s. petr. Theil S. 612). Am Joch selbst liegen sehr stark schiefrige Quarzsericitgesteine; dieselben steigen sehr steil gegen Norden empor bis zur Spitze des Hippold und überlagern hier offenbar in Folge der Ueberfaltung die Dolomitbreccien.

Am Nordabhange des Hippold fällt ein weiterer Flügel der Quarzite wieder nahezu senkrecht ein und jenseits unter denselben tauchen abermals Streifen von Dolomitbreccie in mächtigen senkrecht stehenden Wänden auf.

Die Art und Weise der Wechsellagerung zwischen Quarzitgesteinen und Dolomit erinnert in diesen Bergen sehr an die oben beschriebenen mehrfach übereinander liegenden Schuppen am Gallenschroffen bei Navis. Diese Einfaltungen ziehen sich, wie aus der Karte ersichtlich ist, vom Hippold aus noch in mehreren Streifen ostwärts gegen das Hobar-Joch eine Strecke weit fort.

In den Dolomit- und Quarzitpartieen, welche an dem gegen Nord ziehenden Kamme bis zum Hippold aneinandergereiht sind, finden wir offenbar die Fortsetzung der Falten zwischen Mieslkopf und Klammer Joch wieder. Entsprechend der Senkung der Faltenaxen gegen West liegt hier überall die Basis der Triasformation höher als in dem westlichen Höhenzuge.

8. Phyllitgebiete im Norden.

Auf die Zusammengehörigkeit der Quarzphyllite vom Pfonerberge und denen vom Steinacher Joche wurde schon mehrmals hingewiesen, u. zw. wurde hervorgehoben, dass ausser der petrographischen Beschaffenheit auch noch die zahlreichen Eisendolomit-Einlagerungen ein nicht unwichtiges Moment in Bezug auf die Zusammengehörigkeit dieser Gesteine ausmachen. Die mächtigsten dieser Einlagerungen finden sich in der Knappenkuchl, am Nordgehänge des Seeköpfls, ferner am Grafmarter, am Naviser Joche und in den Rossböden.

Die Lagerung der Phyllite betreffend wurde gesagt, dass dieselben eine antiklinale Wölbung bilden, deren Scheitel von Pfons über den Nordkamm des Kreuzjoches zum Seeköpf und über den Grafmarter gegen den Eiskaarspitz zwischen Thorspitz und Hippold hinzieht. In den Schluchten oberhalb Knofel bei Pfons fallen die Schichten noch steil Süd. An der Strasse von hier bis St. Peter ist aber in den vielen Aufschlüssen stets bald flacheres, bald steileres Nordfallen zu beobachten. Nördlich vom Arzthale trifft man bald auf abweichende Varietäten der Phyllite, auf grünliche Chloritphyllite mit Granaten (Mandler und Spörhof) und später auf grüne, feinschuppige, phyllitartig aussehende Gesteine, welche sich unter dem Mikroskope als Hornblende-Gesteine ergeben (Mühlthal, 60° NNO fallend).

Verfolgt man die Verbreitung dieser Einlagerungen gegen Osten, so findet man dieselben am Rosenjoch, am Kreuzjoch, an vielen Punkten im Mühlthale und im Volderthale wieder. Den Quarzphylliten südlich vom Arzthale sind solche Einlagerungen vollkommen fremd und ebenso fehlen diesen nördlichen Quarzphylliten vollkommen die sonst so häufigen Eisendolomit-Einlagerungen. Die Quarzphyllite selbst sind allerdings oft sehr wenig von einander verschieden; nichtsdestoweniger sind wohl die angegebenen Verschiedenheiten der oft ziemlich mächtigen begleitenden Gesteine massgebend genug, um eine Unterscheidung der beiden Quarzphyllite als verschiedene Formationen nothwendig zu machen.

Sämmtliche nördlichen Quarzphyllite fallen ebenfalls unter einem Winkel von durchschnittlich 30° bis 40° gegen Nord und liegen demnach anscheinend concordant auf den Quarzphylliten der Steinkohlenformation. Da nun im Süden auf diesen letzteren unmittelbar die Gesteine der Dyas- und Triasformation folgen, sind dieselben jedenfalls jünger als die überlagernden Phyllite. Demzufolge muss die scheinbar concordante Aufeinanderfolge der beiden mächtigen Phyllit-Formationen ihren Grund in irgend einer tektonischen Störung haben. Diese Störung ist, wegen der stellenweise sehr grossen petrographischen Verwandtschaft der beiden Gesteine, sehr schwer auffindbar und es muss vorderhand deren genaue Lage und Charakter hypothetisch bleiben. Auf Profil I. und II. S. 601 wurde dieselbe als gegen Nord einfallende Verwerfung eingezeichnet, welche genau durch das Arzthal und von hier gegen das Rosenjoch streicht.

Ein ähnliches Verhältniss, wie zwischen jüngeren und älteren Quarzphylliten, besteht anscheinend zwischen diesen und dem Glimmerschiefer (Gneiss-Glimmerschiefer) vom Patscher Kofel und vom Glungezer. Auch hier liegen Gesteine von älterem Habitus gleichsinnig gegen Nord fallend auf den jüngeren. (Profil I.) Diese Glimmerschiefer bilden einen im Westen breiten und gegen Osten sich rasch verschmälernden Streifen, dessen Beschaffenheit bedeutend wechselfoller ist, als die des weit verbreiteten gleichmässigen Gneiss-Glimmerschiefers im Osten des Sillthales. In der Nähe des Gipfels des Haneburger finden sich noch im älteren Quarzphyllit Einlagerungen, die sich in mancher Hinsicht dem Glimmerschiefer nähern; noch weiter östlich ist jedoch nur typischer Quarzphyllit anzutreffen. Die Glimmerschiefer keilen gegen Osten in den Phylliten aus.

In Bezug auf die petrographische Beschaffenheit sind die Glimmerschiefer des Patscherkofels als echte zweiglimmerige Gneiss-Glimmerschiefer zu bezeichnen, die sich im allgemeinen sehr dem Gneiss-Glimmerschiefer von Matrei nähern. Es hat aber schon *Stache* seinerzeit darauf hingewiesen, dass sich Uebergänge von den Phylliten zu diesen finden, und jedenfalls ist das reichliche Auftreten der sonst für die Phyllite dieser Gegend so charakteristischen kleinen Turmalinsäulchen, welche *A. Pichler* geradezu als entscheidend für die Zuthellung dieser Gesteine zu den Phylliten angenommen hat, immerhin bemerkenswerth. Nach den Angaben *Pichler's* stehen überhaupt Phyllit und Glimmerschiefer auch im Osten bei *Flauerling* in derselben Beziehung zu einander¹⁾. Dort fällt der Phyllit unter den Glimmerschiefer ein, und die Gesteine gehen ineinander über. — Es darf hier auch nicht unerwähnt bleiben, dass sich auch in dem Gneiss-Glimmerschiefer westlich der *Sill*, und zwar an der Strasse von Matrei nach *Schönberg* bei *Matreiwald*, Lagen von echtem Quarzphyllit vorfinden.

Es spricht demnach sowohl in tektonischer als auch in petrographischer Hinsicht manches dafür, dass diese Gneiss-Glimmerschiefer als Einlagerungen in Phylliten aufzufassen seien. Mit dieser Frage steht aber auch noch die Frage nach dem Alter der Brennerkalkphyllite in engstem Zusammenhange. Stellen sich nämlich weiter im Süden die Kalkphyllite als jünger heraus, als die älteren Quarzphyllite, so steht der Annahme eines unmittelbaren Zusammenhanges zwischen diesen und dem Glimmerschiefer nichts im Wege. Sind aber die Kalkphyllite die ältere Formation, so muss unbedingt zwischen den älteren Quarzphylliten und dem Glimmerschiefer eine tektonische Störung oder eine Transgression der ersteren verbunden mit überkippter Lagerung angenommen werden. Das letztere wäre wohl in diesem Falle wegen der angeführten Uebergänge noch das wahrscheinlichere²⁾.

Wie bereits oben erwähnt, grenzen die Quarzphyllite der Steinkohlenformation an einer vorpermischen Längsstörung an die Brennerkalkphyllite und ist hiedurch gar kein Anhaltspunkt für das Alter der letzteren gegeben. Die Annahme einer facielten Vertretung der Brennerkalkphyllite durch die alten Quarzphyllite im Norden kann wohl nur wenig Wahrscheinlichkeit beanspruchen; denn bei der geringen Entfernung, in welcher diese beiden Gebilde in unserem Gebiete auftreten, müsste sich doch schon ein deutlicher Uebergang zwischen denselben bemerkbar machen; sie sind aber petrographisch vollkommen von einander verschieden.

Am Nordgehänge des Patscherkofels bei *Heiligenwasser* und bei *Igls* stellen sich wieder sehr quarzreiche Phyllite ein³⁾. Die-

¹⁾ *A. Pichler*. Zur Kenntniss der Phyllite in den Tir. Central-Alpen. SW v. Innsbruck. T. M. M. 1883, S. 294. Dass die Turmalinsäulchen nicht überall eine solche Bedeutung für die alpinen Phyllite besitzen, ist unter a. z. B. aus einer diesbezüglichen Bemerkung von *F. Eigl* über die Phyllite vom *Bachergebirge* ersichtlich. *Mitth. d. nat. Ver. für Steiermark*. Jhrg. 1893, S. 213.

²⁾ S. die Fussnote ¹⁾ S. 592.

³⁾ Vgl. *Pichler* l. c.

selben sind von den Phylliten der Steinkohlenformation ganz gut zu unterscheiden (vergl. petr. Theil). Bei Igls und im Ahrenthale und weiter im Osten bei Volderbad enthalten die Phyllite Einlagerungen von Kalk (nicht Dolomit). Noch weiter nördlich (Lanser Köpfe und Oellacherhof) kann man wieder Einfallen der Quarzphyllite gegen Süd (30—40°) beobachten. Dieser nördliche gegen Süd fallende Phyllitstreifen erstreckt sich nach den Beobachtungen Pichler's auch auf die linke Seite des Sillthales.

Uebersicht.

Ich habe in dem besprochenen Gebiete folgende Schichtglieder unterschieden: 1. Gneiss-Glimmerschiefer. 2. Alte Quarzphyllite des Brenner mit mannigfachen Zwischenlagen. 3. Kalkphyllite des Brenner. 4. Quarzphyllite der Steinkohlenformation. 5. Quarzsericitgesteine der Dyasformation. 6. Grüne Tarnthaler Quarzitschiefer und Serpentine. 7. Die Gesteine der Triasformation

Im Westen der Verwerfung des Sillthales breiten sich die Glimmerschiefer der stehengebliebenen Scholle bis an den Fuss der Waldrastspitze aus. Das Gebiet östlich der Sill theilt sich in drei breite Streifen, welche von den Gesteinen der älteren Formationen gebildet werden und welche in zwei das Hauptstreichen des Gebirges einhaltenden Störungslinien aneinander grenzen. Den südlichen Streifen bildet der nördliche Theil des ausgedehnten Gebietes der Brennerkalkphyllite. Bei Tienzens im Navisthale grenzen dieselben an die scheinbar concordant aufliegenden Quarzphyllite der Steinkohlenformation, welche den zweiten Streifen bilden. Die Begrenzungsfläche fällt hier gegen Nord ein; wendet sich aber im Navisthale bis zur Kirche ebenso wie die Schichtstellung der Kalkphyllite zu steilem Südfallen; im Klammthale wieder zu senkrechter Stellung und fällt in der Knappenkuchel unterhalb der Tarnthaler Köpfe abermals gegen Nord.

Die Quarzphyllite der Steinkohlenformation steigen zu einer im Westen flacheren und gegen Osten steiler werdenden antiklinalen Wölbung empor. An den nördlichen steiler abfallenden Flügel dieser Antiklinale schliessen sich die gleichsinnig einfallenden älteren Quarzphyllite an, welche das Nordfallen bis in die Gegend von Igls bei Innsbruck beibehalten und die dritte Zone bilden. Die Beziehung dieser Phyllite zu dem Glimmerschiefer des Patscherkofels ist noch nicht vollkommen klargestellt.

Die Dolomite und die dieselben fast stets begleitenden quarzitischen Gesteine liegen in einzelnen Parteen theils am Scheitel und theils am Südflügel der Antiklinale der jüngeren Quarzphyllite, theils innerhalb der Kalkphyllite. Hieraus ergibt sich, dass diese Gesteine der Dyas- und Triasformation über die älteren Gesteine transgrediren. (Vergl. Profile S. 601.)

Die einzelnen Parteen der Triasformation ergaben sich als Stücke von Faltenzügen von mannigfaltigem Bau und einheitlichem ONO-WSW-Streichen. Die Faltung ist mit Ausnahme der schmalen nordfallenden „Faltenwurzel“ am Sägenhorst immer gegen Nord

gerichtet. Die weitgehendste Ueberfaltung oder auch Ueberschiebung hat in den Tarnthaler Köpfen stattgefunden, wo die sonst an der Basis der Triasformation liegenden grünen Quarzitschiefer und Serpentine die Triasformation auf weite Strecken überlagern.

Es ist nicht leicht, den Zusammenhang der einzelnen durchwegs synklinalen Faltenstücke in sicherer Weise festzustellen. Wenn man einen ziemlich raschen Wechsel des Faltenbaues im Streichen gelten lassen will, wird man die Falten wohl am besten folgendermassen gruppieren können: 1. Pfons-Mieslkopf. 2. Ruippler Alm, Grafmarter, Mölsalm, Hippold. 3. Schusteralm, Rossböden, Mölser Scharte, Thorspitze. 4. Tienzens, Gallenschroffen bei Navis, Tarnthalerköpfe, Kahlwand, Thorwand. 5. Sägenhorst.

Noch weiter im Süden reiht sich an diese bei Hintertux und Madseit noch ein sechster breiterer Quarzit-Dolomitzug, welcher schon ausserhalb des colorirten Kartengebietes liegt¹⁾.

Die Längsaxen der Synklinalen steigen gegen Ost sehr rasch empor. Diesem Umstande gemäss bilden im östlichen Theile des Gebietes die Dolomite die Gipfel der Berge; noch weiter östlich, im Gebiete des Graukopf bis an das Zillerthal fehlen diese Gesteine vollständig; die Triaszüge heben sich gegen Osten vollständig aus den Phylliten heraus und sind durch Abtragung verschwunden.

Das besprochene Gebiet lässt sich seiner Stratigraphie und seiner Tektonik nach unschwer an die von Frech beschriebenen Triasgebiete in der Umgebung des Gschnitzthales anschliessen. Die Trias des Mieslkopfes liegt im Streichen der jenseits der Verwerfung auf dem Glimmerschiefer ruhenden, sanft Südfallenden Trias der Waldrastspitze und des Blaser. Die Ueberschiebung in den Tarnthalerköpfen liegt im Streichen etwas nördlicher als die viel gewaltigeren gegen Nord gerichteten Ueberschiebungen der Quarzphyllite des Steinacher Joches. Am Fusse des Steinacher Joches, bei Plon, kommen die Dolomite unter einer mächtigen Serie von Quarzphylliten heraus. Am Südgehänge des Kalbenjoch bei Trins liegen zwischen den Triasdolomiten quarzitisches Breccien, ähnlich wie die Quarzsericitschiefer am Gallenschroffen bei Navis, und deuten dadurch eine ähnliche Schuppenbildung oder wiederholte Ueberschiebung an²⁾.

Im Osten dürften sich die nächsten Vergleichspunkte mit unserem Gebiete vielleicht in der Gegend von Schwaz finden lassen. Schon Gumbel hat die dolomitischen Gesteine des Oberbergerthales am Brenner wegen ihres Gehaltes an Kupfererzen mit den Schwazer Dolomiten verglichen³⁾. Auch in den Dolomiten der Kahlwand und der Thorwand findet man häufig grüne Anflüge von Malachit und Tiroilit und nach Cathrein⁴⁾ gehört auch ein Theil der Schwazer Dolomite der Triasformation an.

¹⁾ Erwähnt von Stache Verh. d. geol. R.-A. 1870, S. 218.

²⁾ Frech l. c. S. 19. f.

³⁾ v. Gumbel. Ueber die warme Quelle des Brennerbades, S. 175.

⁴⁾ Cathrein. Die Dolomitzone bei Brixlegg in Nordtirol. Jahrb. d. geol. R.-A. 1880 S. 609.

B. Petrographischer Theil.

In einem Gebiete, wie das eben beschriebene, welches an Versteinerungen so ausserordentlich arm ist und in dem man bei der Unterscheidung der stratigraphischen Horizonte nahezu ausschliesslich auf die petrographischen Eigenthümlichkeiten und den tektonischen Zusammenhang der Gesteine angewiesen ist, erschien mir eine genauere Untersuchung der wichtigsten Gesteinstypen besonders wünschenswerth, denn hierauf muss sich leider die thatsächliche Constatirung des Vorhandenen, deren positiver Werth nicht so leicht verloren gehen kann, beschränken. Es ist jedoch klar, dass die petrographischen Merkmale nur Anhaltspunkte für die Fragen nach der Stratigraphie der Schichten geben können, deren endgiltige Entscheidung von der Erforschung der Lagerungsverhältnisse geliefert werden muss.

Um bei der öfteren Wiederkehr ähnlicher Gesteine in verschiedenen Horizonten Verwirrungen vorzubeugen und da in erster Linie die stratigraphisch-tektonische Durchforschung des Gebietes für den Verfasser massgebend war, werden im Folgenden die Gesteine nach stratigraphischem Gesichtspunkte geordnet beschrieben.

Ein Theil der nachfolgenden Untersuchungen wurde von mir im Winter 1892—93 am mineralogischen Institute der deutschen Universität in Prag unter der Anleitung meines hochverehrten Lehrers des Herrn Professor F. Becke fertiggestellt und ich fühle mich verpflichtet, in erster Linie dem genannten Herrn und dann auch dessen damaligem Assistenten Herrn H. Blumrich für viele Rathschläge und Belehrungen meinen tiefgefühltesten Dank auszusprechen.

Herr C. F. Eichleiter hatte die Güte, im Interesse der vorliegenden Arbeit einige chemische Analysen durchzuführen und ich erfülle sehr gerne die Pflicht, ihm an dieser Stelle meinen besten Dank zu bezeugen.

I. Archaeische und altpalaeozoische Gesteine.

Zwischen den Gesteinen, welche der archaeischen und der altpalaeozoischen Gruppe zuzuweisen sind, wird sich eine scharfe Grenze nur schwer ziehen lassen; sicher ist nur, dass die älteren Quarzphyllite des Ostens jünger sind als die Gneiss-Glimmerschiefer, welche im Westen des Sillthales so grosse Verbreitung gewinnen. Die Hauptgruppen dieser Gesteine werden analog der Aufzählung derselben im stratigraphischen Theile (S. 591) eingetheilt.

1. Gneiss-Glimmerschiefer.

Die hier angeführten Gesteine stammen vom Westgehänge des Sillthales und gehören der Masse an, welche die Basis der Trias der Kalkkögel und Waldrast bildet und noch weiter westlich das ganze Gebiet des Oetzthales einnimmt.

Als Typus mag das Gestein vom Steinbruche gegenüber dem Postgebäude von Matriei (1) dienen¹⁾.

Die Gesamtfarbe des Gesteins ist grau und die Structur ausgesprochen schiefrig; die Schieferungsflächen sind höckerig uneben und zeigen den lebhaften Glanz der Glimmer, die sich schon mit freiem Auge sehr deutlich als Muscovit und Biotit unterscheiden lassen. Zwischen den parallel gelagerten Glimmerschüppchen sind sehr flache Linsen von feinkörnigen Quarz- und Feldspathaggregaten eingeschaltet.

Im Grossen lässt das Gestein manchmal eine deutliche, ziemlich regelmässige Bankung erkennen, welche von einiger Entfernung einer Schichtbankung nicht unähnlich ist.

Der Querschliff wird von mehreren Bändern parallel aneinander geschichteter oder in stumpfem Winkel aneinander absetzender, scharf umgrenzter Glimmerleisten durchzogen; zwischen diesen Bändern liegen die Zonen der Quarzfeldspathaggregate, welche keine deutliche Längsstructur erkennen lassen. Die zahlreichen accessorischen Bestandtheile sind ziemlich gleichmässig im Gestein vertheilt.

Der Muscovit übertrifft an Menge bedeutend den Biotit. Oft sind beide parallel miteinander verwachsen und stellenweise sind einzelne Leisten zur Hälfte gefärbt und zur anderen Hälfte farblos, wobei dann die beiden verschiedenen Theile durch eine scharfe und zackige, quer über die Länkerstreckung der Leiste verlaufende Linie getrennt sind. Der helle Glimmer erscheint unter dem Mikroskop vollkommen farblos und gibt unter gekreuzten Nikols hohe Interferenzfarben. Der Winkel der optischen Axen ist circa 62° , $\rho > v$. Mikrochemische Reactionen ergaben nebst *K* und etwas *Na* auch etwas *Mg*.

Der Biotit zeigt sehr lebhaften Dichroismus von blass bräunlichgelb zu intensiv röthlich-braun. Die Basisfarbe ist hellbraun mit einem leichten Stich in's röthliche. Der Winkel der optischen Axen variirt, ist aber immer sehr klein, manchmal fast 0° . Die Bořický'sche Reaction ergab *Mg* und *K*.

Die Glimmer enthalten oft undurchsichtige Einschlüsse von bedeutender Kleinheit, die namentlich an den Trennungsflächen der einzelnen Leisten angereichert sind.

In Form von kleinen Leistenbündeln und Schüppchen, oder auch als feinschuppiges Aggregat zwischen den Glimmern eingezwängt tritt ziemlich vereinzelt ein blassgrünes Mineral auf, das sich durch die schwache, positive Doppelbrechung als Klinochlor zu erkennen gibt. Der Winkel der optischen Axen ist etwas kleiner als 60° .

Von Feldspäthen ergab sowohl der Färberversuch²⁾ als auch die Trennung nach dem specifischen Gewichte ein bedeutendes Vorwiegen des Plagioklas. Bei der Einstellung der schweren Flüssigkeit auf Orthoklas blieben nur wenige Körner schweben, welche Reactionen auf *K* u. *Ca* ergaben.

¹⁾ Oberflächlich beschrieben von Bonney. On two traverses of the crystalline rocks of the Alps. Qu. J. 1889. p. 67.

²⁾ Becke. Min. Mitthlg. 1889. S. 90. 1891. S. 257 u. Pelikan ebenda. S. 158.

Der Plagioklas lässt sich im Schliiff durch die von zahlreichen Einschlüssen herrührende Trübung vom Quarz leicht unterscheiden; ausserdem ist er von sehr zahlreichen feinen Muscovitschüppchen ganz durchsetzt, so dass es aussieht, wie wenn er dem Quarz gegenüber in noch feineren Aggregaten auftreten würde; es zeigt sich aber unter gekreuzten Nikols, dass ziemlich grosse Parteen dieses scheinbar zwischen Muscovit eingebetteten Feldspathes gleichzeitig auslöschen und zu einem Individuum gehören. Ferner sind noch runde Körner von Quarz als Einschlüsse im Feldspath vorhanden. Einzelne der derartig zerrissenen Feldspathindividuen zeigen undeutliche Zwillingsstreifung. Die verschieden orientirten Lamellen unterscheiden sich Jann meist auch im einfachen Lichte durch grösseren oder geringeren Gehalt an Einschlüssen.

Die Lichtbrechung des Feldspathes ist in allen Schnitten schwächer als die des Quarzes, was auf einen an Albitsubstanz reichen Plagioklas schliessen lässt¹⁾.

Die unregelmässig begrenzten Körner löschen manchmal schwach undulös aus; sie enthalten immer Wände von feinen Einschlüssen; einzelne von diesen brechen an der Begrenzungsfläche der Körner ab, die Mehrzahl derselben durchzieht jedoch ununterbrochen die verschiedenen Körner, unbekümmert um deren Orientirung; oft durchkreuzen sie sich gegenseitig, oft schneiden sie aber auch scharf aneinander ab. Nicht selten setzten sich die Einschlusszüge in Form von Sprüngen in die Feldspathglimmermasse fort. Manchmal sind auch Muscovitleisten in unterbrochenen Zügen zwischen den Quarzkörnern eingebettet.

Quarz und Feldspath sind, wie der Färbeversuch lehrt, ungefähr in gleicher Menge vorhanden.

Die sehr zahlreichen Granaten sind mit freiem Auge nicht wahrnehmbar; u. d. M. sind sie im auffallenden Lichte hellgelblichbraun, im durchfallenden farblos. Die dichteren Gruppen gehören meistens den Feldspäthen an; vereinzelt kommen sie aber auch zwischen den Glimmern nicht selten vor. Die krystallographische Umgrenzung (110) ist ziemlich deutlich. Oft enthalten die Körner sehr schön zonar angeordnete, undurchsichtige Einschlüsse, meist sind sie von groben Rissen und Sprüngen durchzogen. Die Behrens'sche Probe ergab einen grossen Gehalt an Calcium und Eisen.

Apatit kömmt vereinzelt in Form länglicher und runder Körner vor.

Der Rückstand der Auflösung des Gesteins in Flusssäure enthielt ziemlich reichlich Zirkon in Form länglicher Körnchen und unregelmässig, röthlichbraune Körner von Rutil; letzteres Mineral war auch im Dünnschliffe in Form relativ grosser, von Sprüngen durchzogener und oft abgebrochener Säulchen mit undeutlich pyramidaler Endigung zu sehen.

Magneteisenerz und Magnetkies kommen fast stets gemeinsam in Fetzen und Schmitzen mit manchmal eckigen Umrissen,

¹⁾ S. Becke, Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile bes. der Plagioklase auf Grund ihres Brechungsvermögens. Stzber. Wien. Akad. Math.-nat. Cl. 102 (1) S. 358. 1893.

am liebsten in den glimmerreichen Lagen vor. Sie wurden durch schwere Flüssigkeit gefällt und nach Sonderung aus den übrigen schweren Mineralien durch den Magnet geprüft.

Kohlige Substanzen (Graphitoid n. Sauer) sind ziemlich reichlich in Form von Flecken und Pünktchen vorhanden. Sie verschwinden beim Glühen des Schlifses.

Zuletzt wäre noch ein sehr spärlich und local auftretendes Mineral von hell entenblauer Farbe, schwachem Dichroismus und schwacher Doppelbrechung zu erwähnen, das, soweit die Untersuchung bei der starken Zertrümmerung der Schuppen möglich ist, die optischen Eigenschaften eines Chloritoids zeigt. Der Versuch, das Mineral durch Flusssäure zu isoliren, misslang.

Von mehr gneissartigem Habitus, d. h. ärmer an Glimmermineralien und reicher an Feldspath ist das Gestein aus dem Steinbruch, links an der Schönberger Strasse, nicht weit nördlich von Matrei (2). Dasselbe unterscheidet sich auch von der eben beschriebenen Varietät durch das Fehlen der Granaten. Die hauptsächlichsten Mineralbestandtheile sind schon makroskopisch deutlich erkennbar.

U. d. M. überwiegt der wasserhelle Muscovit bedeutend den Biotit und den Chlorit, mit denen er beiden öfter parallel verwachsen ist.

Der verhältnissmässig spärliche Biotit ist lebhaft dichroitisch von blass grünlichgelb zu intensiv grünlichbraun. Die Eigenfarbe verdeckt sehr stark die Polarisationsfarben. Selten zeigen jedoch ganze Schüppchen diese für den Biotit so charakterisirten Eigenschaften; meist sind nur die Kerne und streifige Partien als Biotit erhalten, während die Hauptmasse derselben einer Umwandlung in Chlorit unterworfen wurde. Der Chlorit ist deutlich dichroitisch von blass gelblichgrün nahezu blaugrün. Die für einen Chlorit nicht allzu schwache, deutlich positive Doppelbrechung deutet auf einen Klinochlor.

Von den verhältnissmässig reichlich vorhandenen Feldspathen überwiegt der Plagioklas den Orthoklas zwar nicht so sehr wie im vorigen Gesteine, jedoch immer noch bedeutend. Die Feldspäthe wurden durch Jodmethylen gesondert und durch die Bořický'sche Probe mittelst Flusssäure constatirt.

Die unregelmässigen, oft ausgebuchteten und den Quarz umwachsenden Orthoklas körner sind durch ihre ausserordentlich schwache Lichtbrechung leicht erkennbar. Sie sind frei von grösseren Einschlüssen (Glimmerschüppchen etc.), zeigen aber stets eine allgemeine Trübung, welche von sehr feinen Porenzügen herrührt. Auf der Oberfläche der Körner sind sehr deutliche Spaltrisse wahrnehmbar.

Die Plagioklaskörner sind u. d. M. sehr auffallend durch den grossen Reichthum an Einschlüssen in Form sehr feiner nadelartiger Leistchen farblosen Glimmers, die zum grossen Theile in regelmässiger Anordnung parallel der sehr ausgeprägten Zwillingsstreifung, oft aber dieselbe in gleichen Winkeln schneidend die Körner ziemlich gleichmässig durchsetzen. Oft enthält der Plagioklas auch runde Quarzeinschlüsse; Poreneinschlüsse sind nicht selten in trüben

Kernen im Innern der Plagioklase wolkig angereichert, welche mit einem hellen Rande gleicher optischer Orientirung umgeben sind.

Die ungemein feinen Zwillingstreifen sind häufig gebogen und geknickt, was natürlich mit undulöser Auslöschung verbunden ist. Parteenweise ist die Zwillingstreifung feiner und gröber entwickelt. Oft setzen einzelne Lamellen an querliegenden Glimmerleistchen ab; meist aber setzen sie durch die Einschlüsse ungehindert fort.

Der Quarz bildet ein ziemlich grobkörniges Mosaik von oft undulös auslöschenden Körnern, einzelne derselben zeigen die später noch ausführlicher zu besprechenden feinen Lamellen schwächerer Licht- und Doppelbrechung. (S. im Folgenden S. 646.)

Accessorisch treten Apatit, Zirkon und Titanit, letzterer nur sehr spärlich, auf. Von Erzen wurden nur wenige Parteen von Limonit in Form von Pseudomorphosen nach Pyrit beobachtet. Graphitoid ist nicht vorhanden.

Das Gestein von der Schönberger Strasse gegenüber St. Peter (3) gleicht makroskopisch wieder mehr dem erstbeschriebenen von Matrei, doch ist es etwas reicher an Feldspath. Kleine gelbe, mit freiem Auge noch schwer wahrnehmbare Granaten sind wie dort reichlich vorhanden.

U. d. M. sieht man, dass Muscovit und Biotit in ungefähr gleicher Menge vorhanden sind. Einzelne Schüppchen des letzteren zeigten ein Winkel der opt. Axen von ca. 20°. Quarz tritt in der gewöhnlichen Form auf. Die Plagioklaskörner sind ganz besonders reich an Muscoviteinschlüssen, so dass in einzelnen Fällen wohl die Masse der Einschlüsse die des Wirthes überwiegt und es stellenweise auf den ersten Blick so aussieht, wie wenn Nester feinschuppigen Muscovites im Gestein vorhanden wären.

Die im Schlicke sehr verbreiteten Granaten sind von vielen, mit undurchsichtigem Material ausgefüllten Sprüngen durchzogen, welche im auffallenden Lichte röthlichgelbe Farbe geben. An einzelnen Stellen sind sie randlich in Chlorit verwandelt. Letzteres Mineral tritt auch in einzelnen Leistchen von positiv opt. Charakter im Gestein spärlich vertheilt auf. Die accessorischen Mineralien und Erze sind dieselben wie bei (1).

2. Epidot-Amphibolit- und Amphibolit-Einlagerungen im Gneiss-Glimmerschiefer.

Einlagerungen von Hornblende-Gesteinen mit stellenweise zugeselltem Epidot kommen in sehr wechselnder Mächtigkeit sehr verbreitet im Gneiss-Glimmerschiefer der Umgebung von Matrei vor. Granatamphibolit mit vielen röthlichgelben erbsengrossen Granaten findet sich sehr reichlich unter den Blöcken, welche der Mühlbach bei Matrei aus dem Gebirge herausführt; auf dem Gebiete unseres Kärtchens ist dieses Gestein aber nicht anstehend anzutreffen. Manche der Amphibolitlagen aus dem Steinbruche bei Matrei stellen sich in Folge der reichlichen Beimengung von bis $\frac{1}{2}$ Quadratcentimeter grossen, holzbraunen Biotitschuppen als Biotit-Amphibolite dar.

Am reichsten an verschiedenen Mineralien erwies sich ein Handstück von Epidot-Amphibolit, welches von den dunklen Felsen in der Nähe des Bahnhofes von Matri (4) stammt.

Das Gestein ist sehr feinkörnig und lässt wohl eine parallele faserige Anordnung der Bestandtheile, aber gar keine Schieferung erkennen. Die Farbe ist hauptsächlich dunkelgraugrün mit einem sehr matten Stich ins Bläuliche, nicht unähnlich der mancher Serpentine. Zwischen diesen dunklen Parteen, deren Farbe vom Amphibol herrührt, sind lichtgrünlichgelbe epidotreiche Lagen eingeschaltet. Auch die dünnen, sehr flach linsenförmigen Feldspath-Quarz-Calcit-Lagen sind mit freiem Auge gut wahrnehmbar.

Im Dünnschliffe ist die Parallelstructur nicht deutlich ausgeprägt.

Etwa die Hälfte des Gesteins besteht aus Amphibol, welcher in Form unregelmässiger nach den Spaltflächen zerrissener Körner auftritt. Nur einzelne Schnitte nach der Basis bieten undeutliche krystallographische Begrenzungen. Der Pleochroismus ist lebhaft u. zw.: a —blassgelblichgrün, fast farblos, b —grün, c —grünlichblau, in manchen Schnitten auch rein himmelblau; entsprechend den Absorptionsunterschieden: $c > b > a$. Auf Schnitten parallel (010) beträgt die Auslöschungsschiefe 16 — 19° .

Epidot ist wohl überall im Gestein anzutreffen, kommt aber besonders angereichert in amphibolfreien Lagen vor, wo er in einem aus unregelmässigen Körnern von Quarz und Feldspath bestehendem Mosaik eingebettet ist; er bildet unregelmässige Körner oder an den Rändern wie zerrissene, körnige Massen und Aggregate, oder auch längliche oder kürzere Säulchen von verschiedener Dicke. Letztere sind oft von Rissen quer auf die Längserstreckung durchzogen. Die Farbe ist sehr blass gelblich mit äusserst schwachem und nicht immer wahrnehmbarem Pleochroismus. Diejenigen Säulchen, welche gerade Auslöschung besitzen, zeigen das Interferenzbild mit grossem Axenwinkel und quer liegender Axenebene. Von Einschlüssen enthält der Epidot unregelmässige, ziemlich grosse Gasporen.

Der Plagioklas ist im ganzen Gestein in Form unregelmässiger Körner zerstreut oder auch local angereichert vorhanden. Er zeigt häufig Spaltrisse an der Oberfläche und Zwillingsstreifung. Oft umschliessen grössere, gleichzeitig auslöschende Parteen viele Einschlüsse von Amphibol und Calcit. Die geringe Lichtbrechung im Vergleiche zum Quarz ($\omega > z$ und $\varepsilon > \gamma$) macht es wahrscheinlich, dass wir einen Feldspath, der dem Mischungsverhältniss Ab - Ab_3 An nahe steht, vor uns haben.

Quarz ist ziemlich spärlich zwischen den Feldspathkörnern eingestreut.

Biotit füllt in unregelmässigen Formen die Lücken zwischen den anderen geschlossen gefügten Gesteinsbestandtheilen aus; die Individuen sind feingefältelt. Die Farbe ist in Folge weitgehender Umwandlung in Chlorit trübe und fleckig, deshalb ist auch der Pleochroismus wenig lebhaft (v. hellgelb zu grünlichbraun). Die chloritisirten Parteen haben die Lage und Structur der Biotitlamellen beibehalten. Feinfaseriges chloritisches Material umgibt stellenweise als

Mantel sowohl Biotitpartien als auch Amphibolkörner und füllt auch gelegentlich die Spalten des letzteren aus¹⁾. Der Chlorit ist schwach doppelbrechend mit negativem opt. Charakter.

Calcit kommt als Gangausfüllung vor, findet sich aber auch in Form einzelner Körner im Gestein zerstreut; bei letzteren ist manchmal die Zwillinglamellirung verkrümmt und dieselben zeigen dann undulöse Auslöschung. Kleine Apatitkörner sind in diesem Schilfe seltener als sonst in den Amphiboliten der Umgebung von Matrei.

Titanit und Rutil sind beide in Form unregelmässiger Körnchen im Gestein ziemlich verbreitet. Die Rutilkörner sind braun gefärbt und treten fast immer in Verbindung mit undurchsichtigen Partikelchen — wahrscheinlich Titaneisen — auf.

Reicher an Hornblende gegenüber den anderen Bestandtheilen ist der Amphibolit, welcher am Mühlbache bei Matrei, wo derselbe aus dem Walde heraustritt, ansteht (5). Die Farbe ist dunkelgraugrün mit faserig paralleler Anordnung der glänzenden Hornblendepartikelchen; sehr vereinzelt sind makroskopisch kleine blassrothe Granaten wahrnehmbar. Im ganzen sind die Krystallindividuen etwas grösser als bei obigem Gesteine.

U. d. M. zeigt der Amphibol dieselben optischen Eigenschaften wie bei (4), nur ist die Färbung etwas intensiver. Ein körniges Gemenge von klarem Quarz und Plagioklas bildet unregelmässige Flecken und Streifen zwischen den Amphibolkrystallen. Sehr reichlich enthält der Schilff Titanit in Form rundlicher oder länglicher (weckenförmiger) Körner; manchmal ist an denselben ein schwacher Pleochroismus von farblos (a) zu blassgelblich (b) und blassbräunlichgelb (c) beobachtbar. An vielen Stellen sind diesen Titanitkörnern kleine, intensiv braune Rutilkörner zugesellt. Apatit ist im Schilfe sehr verbreitet.

Sehr kleine, stark lichtbrechende und sehr schwach doppelbrechende längliche Schüppchen und Säulchen, welche gruppenweise parallel gestellt auftreten, dürften dem Zoisit zuzuweisen sein.

Hellbrauner lebhaft dichroitischer Biotit ist nur sehr vereinzelt in Form kleiner Schüppchen vorhanden.

Schilfe von biotitführendem Amphibolit aus dem Steinbruche bei Matrei (6.) zeigen den Uebergang des Gneissglimmerschiefers in dieses Gestein. Man sieht das Verschwinden der Muscovite und eine grössere Anreicherung von Apatitkörnern in denjenigen Lagen, in welchen der Amphibol²⁾ an Menge zunimmt. Biotit, Quarz, Feldspath, sowie Granat und Zirkon behalten in den amphibolführenden Gesteinen dieselben Charaktere bei, wie im gewöhnlichen Gneissglimmerschiefer. Blassgrüner Chlorit (opt. positiv, Axenwinkel ca. 20°) in

¹⁾ Dasselbe beschreibt F. Becke. Die Gesteine Griechenlands. T. Min. Mitthlg. 1879. S. 18.

²⁾ F. Zirkel (Exploration of the fortieth Parallel. Microscop. Petrography. 1876. p. 21) beobachtete ebenfalls Anreicherung von Apatit in den hornblende-führenden Lagen der Gneisse.

Form von Leistenbündeln und Schüppchen ist jedoch in diesem weit seltener vorhanden als in den Amphiboliten. Vereinzelte Calcitkörner mit manchmal gebogener Zwillingslamellirung sind auf die Amphibolite beschränkt.

3. Glimmerschiefer der älteren Phyllite.

Ueber das muthmassliche Verhältniss der Glimmerschiefer vom Patscherkofel und vom Glungezer zu den umgebenden Quarzphylliten und über deren Verbreitung habe ich schon im tektonischen Theile gesprochen. Ich habe auch erwähnt, dass diese Glimmerschiefer petrographisch ein wenig von denen von Matrei abweichen und gewisse Annäherungen an die Phyllite zeigen.

Am typischsten als Glimmerschiefer entwickelt sind die Gesteine vom Patscherkofel¹⁾, welche die bekannten bis 2 Centimeter grossen Staurolithkrystalle führen; diese Krystalle bilden gewöhnlich auf den Hauptbruchflächen des stark schiefrigen Gesteines dunkle, in Folge weitgehender Verwitterung undeutlich krystallographisch ungrenzte Erhabenheiten; nicht leicht aufzufindende lose Krystalle lassen meist die Combination (110) (001) auch (010) mit Zwillingsbildung nach der Ebene (232) erkennen. Das Gestein ist zwar feinschuppiger als der Gneissglimmerschiefer von Matrei, doch kann man mit freiem Auge deutlich erkennen, dass der Biotit, welcher dem Gestein die schmutzig hellbraune Farbe und den lebhaften Glanz verleiht, den Muscovit an Menge bedeutend übertrifft. Die Quarzfeldspathlagen zwischen den Glimmern sind viel unauffälliger als bei dem Gesteine von Matrei.

Ein Schriff, welcher vom östlichen Kamme des Patscherkofels stammt (7), zeigt im wesentlichen die folgenden Merkmale:

Züge von lebhaft pleochroitischen Biotitleisten (gelblichbraun zu intensiv holzbraun, oft mit einem Stich in's grünliche) sind mit schmalen Streifen von farblosem Muscovit vergesellschaftet. Blassgrüner, opt. positiver Chlorit ist theils in Form isolirter Leistenbündel, theils als erkennbares Zerzeugungsproduct des Biotites im Gestein sehr verbreitet. Quarz und Feldspath bilden ein nicht sehr feinkörniges Mosaik. Ersterer enthält sehr häufig parallele, streifige und wolkige Züge von undurchsichtigen Einschlüssen, welche mit dem Rande der einzelnen Körner abschneiden und sich nie in die anschliessenden Körner fortsetzen. Bei geringerer Vergrösserung, bei welcher man die einzelnen Einschlüsse nicht unterscheidet, erinnern sie sehr häufig an die später noch zu besprechenden Quarzlamellen. Sie liegen meist parallel der Auslöschungsrichtung, weichen von derselben aber auch nicht selten bis zu 7° ab. Grössere Flüssigkeitseinschlüsse von undeutlich dihexaedrischem Umriss mit deutlich beweglichen Libellen scheinen nur in den ausgeprägteren und selbstständigen Einschlusszügen vorzukommen, welche von der Orientirung der Körner unabhängig sind und sich oft durch mehrere Körner ununterbrochen hindurchziehen. Viele Körner zeigen auch undulöse Auslöschung und Andeutung einer

¹⁾ Pichler und Blaas. Die Quarzphyllite bei Innsbruck. T. Min. Mitthlgn. 1882. S. 564.

stengeligen Zerlegung in senkrechter Richtung zu den oben angeführten Lamellen. (Vergl. die Beschreibung des Quarzes S. 646.)

Der Feldspath (Plagioklas) ist vom Quarz durch eine leichte Trübung und durch schwächere Lichtbrechung unterschieden. Manchmal umschliesst er zahlreiche kleine Schüppchen farblosen Glimmers. Nur wenige Körner lassen eine sehr feine, oft auch verschwommene Zwillingstreifung erkennen.

Die Staurolithe erscheinen im Schiffe hellstrohgelb mit schwachem aber deutlichem Pleochroismus von einer helleren zu einer mehr gefärbten Nuance. Die Doppelbrechung ist schwach. Die Individuen sind von einem bis 0.3 Centimeter breiten Mantel sehr feinschuppigen, wirren, farblosen und stark doppelbrechenden Glimmermaterials umgeben und von zahlreichen Sprüngen und Gängen durchzogen, welche von dieser Masse ausgefüllt sind¹⁾. Eine Božický'sche Probe dieses Glimmermaterials ergab *Mg* und *K*. Die Probe ist aber sehr schwer rein zu erhalten, denn auch die Glimmermasse enthält nicht selten, auch in den die Staurolithkörner durchziehenden Streifen, Schüppchen von Biotit und Chlorit (letzterer, wie sich stellenweise nachweisen lässt, aus dem Biotit hervorgegangen) und auch grössere Muscovitleisten eingelagert. Stellenweise ist auch das Aggregat des farblosen Glimmers durch ein ähnliches Aggregat von blassgrünlichem, schwach doppelbrechendem Chlorit verdrängt. Die Staurolithmasse selbst enthält kleine rundliche Quarzeinschlüsse, vereinzelte Turmalinkörner und zahlreiche längliche Flocken und Leisten eines im auffallenden Lichte eisenschwarzen, metallisch glänzenden Erzes (Eisenglanz?); diese Leisten sind nach bestimmten Richtungen parallel angeordnet und setzen sich in derselben Anordnung auch in den umgebenden Mantel feinen Glimmermaterials fort. Diese Erscheinung darf wohl als Anhaltspunkt für die Annahme gelten, dass der wirr-feinfasrige Glimmermantel ein Umwandlungsproduct des Staurolithes ist.

Die Krystalle lassen sich durch Flusssäure nicht als ganze isoliren, sondern zerfallen in Folge der vielen Sprünge in zahlreiche, kleine eckige Körner. Diese Körner machen die Hauptmasse des Rückstandes des in Flusssäure aufgelösten Gesteins aus; ausserdem enthält derselbe noch ziemlich reichlich Turmalinsäulchen und Zirkonkörner. Die Turmaline haben ganz denselben Habitus wie in den Quarzphylliten. Es sind kleine Säulchen mit lebhaftem Pleochroismus von nahezu farblos zu intensiv graubraun oder trübe bräunlichgrün. Oft sind sie an einem Ende dunkler gefärbt als an dem andern. Sie enthalten fast stets wolkige Kerne oder flockige Gruppen von undurchsichtigen Einschlüssen.

Rundliche Körner von Apatit sind in diesem Gesteine verhältnissmässig selten. Graphitoidartige Flocken sind meistens in den Biotitlagen angereichert.

¹⁾ Pichler beschreibt dasselbe von Findlingen bei Hall (Neues Jahrb. für Mineralogie etc. 1871, S. 54) und ähnliches von Staurolithen aus der Gruppe des Hocheder. (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1863., S. 590.) Nach ersterem Citat kommt auch im Phyllit bei Heiligenwasser Staurolith vor.

Handstücke vom Waldrande unterhalb des Patscherkofel-Schutzhauses (8) führen rothgelbe Granaten bis zum Durchmesser von 0.5 Centimeter an Stelle der Staurolithe.

U. d. M. sieht man in diesem Gestein Biotit und Muscovit in ungefähr gleicher Menge vertreten. Die einzelnen Leisten sind weniger regelmässig zu parallelen Zügen angeordnet als sonst, sondern innerhalb der Glimmerstreifen mehr wie willkürlich durcheinandergestossen und kreuz und quer liegend; oft sind sie wellig gebogen oder partienweise fein gefältelt.

Der Biotit ist lebhaft pleochroitisch von blassgelblichbraun mit einem Stich ins Grünliche zu intensiv rothbraun. Die Farbe der Basis ist etwas mehr graubraun, der Winkel der opt. Axen ist meist sehr klein (nahezu einaxig), variirt aber ziemlich stark.

Der im Schilfe sehr verbreitete Klinschior bildet Leisten, Büschel und Garben und ist zum grossen Theil aus Biotit hervorgegangen. Der Winkel der opt. Axen ist ca. 40°.

Quarz und Feldspath zeigen dieselben optischen Eigenschaften wie bei (7) und sind in gleicher Menge vorhanden. Die wenigen Orthoklaskörner wurden von der Hauptmasse der Feldspathe, welche durch die mikrochemische Probe mit Flusssäure Albitreaction ergab, durch Jodmethylen getrennt. Die Orthoklaskörner lieferten bei derselben Prüfung Krystalle von Kieselfluorkalium.

Die u. d. M. farblosen Granaten enthalten häufig rundliche Einschlüsse von Quarz; an den Rändern und den stets in grosser Zahl vorhandenen Rissen und Sprüngen sind allenthalben chloritische Neubildungen anzutreffen.

Sehr verbreitet im Schilfe sind oft local angereicherte, sehr kleine, stark lichtbrechende und schwach doppelbrechende Schüppchen, welche ich für einen Chloritoid halten möchte; ihre Farbe ist sehr blassgrün mit kaum wahrnehmbarem Pleochroismus. Der Versuch, diese Schüppchen aus dem Gestein zu isoliren, scheiterte an der ausserordentlichen Kleinheit derselben.

Farblose, stark lichtbrechende und sehr stark doppelbrechende stengelige Gebilde und unregelmässig eckige Körner, welche an manchen Stellen in grösserer Zahl in den Glimmerlagen auftreten, sind offenbar für Epidot zu halten. Die Säulchen mit gerader Auslöschung zeigen Axenbilder mit quer auf die Längerstreckung der Säulen liegender Axenebene. Sie wurden durch Jodmethylen zugleich mit den anderen schweren Mineralien aus dem Gesteinspulver gefällt.

In schwerer Flüssigkeit sanken ausser Granat und Epidot noch Turmalin, Apatit, Zirkon, Titanit, wenige braune Körner von Rutil und Erze. Die letzteren bestehen etwa zur Hälfte aus Magnetit, der unmagnetische Theil, welcher von Salzsäure nicht angegriffen wurde, besteht ohne Zweifel der Hauptmasse nach aus Eisenglanz, dem wohl, wie die grosse Anzahl der titanhaltigen Mineralien in diesem Gesteine schliessen lässt, auch etwas Ilmenit beigemischt sein dürfte.

Die Glimmerschiefervarietäten setzen sich wie bereits oben bemerkt, in mehr oder weniger mächtigen Lagen gegen Osten zu über die Mohrenköpfe gegen den Glungezer und Sonnenspitz fort. Auch noch jenseits des Volderthaales finden sich am Gehänge des Haneburgers in den Phylliten wenig mächtige Einlagerungen, welche sich in ihrem petrographischen Charakter dem Glimmerschiefer nähern (9).

Schon mit freiem Auge kann man an diesen phyllitartig feingefalteten Gesteinen sehen, dass sie sehr reich an Biotit sind. Sie sind gröberschuppig entwickelt als die eigentlichen Quarzphyllite. U. d. M. sieht man auch, dass die einzelnen Bestandtheile immer noch viel vollkommener auskrystallisirt sind, als bei den gewöhnlichen Phylliten. Die Glimmermineralien — hauptsächlich Biotit und aus demselben hervorgegangener Chlorit — bilden nicht so regelmässige mit Quarz und Feldspath alternirende Lagen, wie in den eigentlichen Gneissglimmerschiefen, sondern sind wirr durcheinander gestellt und gleichmässig im Gestein vertheilt. Die Quarz- und Feldspathkörner werden einzeln oder in kleinen Gruppen von den Glimmerblättern umschlossen.

Der Biotit ist blässer gefärbt als sonst, lebhaft pleochroitisch von fast farblos zu hellbraun, manchmal mit einem Stich ins Röthliche. Die untersuchten Blättchen sind optisch einaxig.

Chlorit (Klinochlor) steht dem Biotit an Menge nur wenig nach; Pleochroismus schwach, aber deutlich, von fast farblos zu blassgrün. Der Winkel der optischen Axen ist ziemlich gross (ca. 40°).

Die Plagioklaskörner übertreffen an Menge die ihnen sehr ähnlichen, aber stärker lichtbrechenden, klaren und einheitlich auslöschenden Quarzkörner. Zwillingsstreifung ist nur selten und dann vereinzelt vorhanden, wie das sonst bei den Feldspathen der Phyllite meistens der Fall ist. Seltener sind Körner mit regelmässiger feiner Zwillingsstreifung. Ausser durch die angeführten Eigenschaften und die häufigen Spaltrisse an der Oberfläche der Körner unterscheidet sich der Feldspath vom Quarz noch durch die grösseren Einschlüsse, welche derselbe häufig beherbergt. Es sind das hauptsächlich Leisten und nadelförmige Durchschnitte von farblosem Glimmer, seltener Biotit-schüppchen und auch Körner von Zirkon und Titanit. Sie sind meist in der Mitte der Körner gruppirt und manchmal kann man beobachten, dass einzelne Zwillingslamellen an solchen querliegenden Einschlüssen abschneiden.

Einige wenige undulös auslöschende Quarzkörner zeigen auffallender Weise in der Mitte Partien feiner Lamellirung parallel der Auslöschung im Korne.

Sehr reichlich sind dem Gesteine Calcitkörner mit stets allotriomorpher Umgrenzung beigemengt. Plagioklas und Calcit greifen oft unregelmässig zackig ineinander und manchmal sind auch kleinere fetzenartige Calcitpartien im Feldspath eingeschlossen. Die Zwillingslamellen sind oft stark gebogen.

Accessorisch treten Apatit, Titanit und Zirkon auf. Auch undurchsichtige Erze, wohl zumeist Eisenglanz, sind im Schlicke sehr verbreitet.

Eine auffallende, von dem normalen Typus des Glimmerschiefers abweichende, stark quarzitische Varietät zieht in einem ziemlich breiten Zuge etwas nördlich vom Kamme des Patscher Kofels über die Mohrenköpfe gegen den Sonnenspitz und den Nordabhang des Glungezers. Das Handstück von den Mohrenköpfen (10) ist plattigschiefrig und sehr feinkörnig; im Querbruche graulichweiss oder durch Eisenauswitterungen rothbraun gefärbt. Die Hauptbruchflächen glänzen von einem sehr dünnen Beleg ungemein fein gefaltelten, zum grossen Theil braunen Glimmers. In petrographischer Hinsicht ist es als Biotit führender, vollkommen schiefriger Quarzit zu bezeichnen.

U. d. M. sieht man, dass feinkörniges Quarzmosaik bei Weitem die Hauptmasse des Gesteins ausmacht; dasselbe ist aus gleichmässigen abwechselnd gröber und feiner körnigen Streifen zusammengesetzt. Die einzelnen Körner sind von sehr feinen Rändern von bräunlicher Eisenhydroxydausscheidung umgrenzt; in Folge dessen treten bei schwächerer Vergrösserung die feiner körnigen Quarzmosaikpartieen als blass bräunliche Streifen hervor. Einschlüsse sind im Quarze fast gar nicht vorhanden und die Auslöschung ist fast durchwegs gleichmässig.

Feldspath ist verhältnissmässig spärlich und die Körner vom Quarz, dem sie beigemengt sind, nur wenig unterschieden; bei genauerer Beobachtung sieht man aber die schwächere Lichtbrechung und eine leichte Trübung bei manchen Körnern, in manchen Fällen auch das Axenbild. Einzelne sonst klare grössere Körner enthalten auch locale Gruppen kleiner nadelartiger Muscovitleisten [wie bei (9)].

In den glimmerreicheren Partieen dieses Gesteines sind zwischen den Quarzen sehr dünne und stellenweise unterbrochene, wellige Lagen von Biotit eingeschaltet. Die Farbe derselben ist sehr trübe braun mit sehr starkem Pleochroismus. Bei schwacher Vergrösserung sehen die unregelmässigen Biotitschüppchen in Folge der vielen opaken Einschlüsse (hauptsächlich Graphitoid?) fast ganz undurchsichtig aus. Die Ränder der Schuppen sind oft in Folge beginnender Umwandlung in Chlorit grün gefärbt. Vereinzelte Schuppen dieses letzteren Minerals erwiesen sich als optisch einaxig mit mittelgrossem Axenwinkel.

Muscovit ist überall im Schlicke zu sehen; auch in den glimmerarmen Gesteinspartieen ist er in Form sehr kleiner, unregelmässiger Schüppchen, welche keine bestimmte Anordnung zeigen und auch im Querschlicke oft mit der Breitseite parallel der Schlicke-Fläche liegen, zwischen den Quarzkörnern eingestreut.

Besonders charakteristisch für das mikroskopische Bild dieses Gesteines sind die in Folge der starken Lichtbrechung sehr deutlich hervortretenden streifigen Wolken von Titanitkörnern, welche allenthalben sehr verbreitet sind. Die einzelnen farblosen Körner sind unregelmässig eckig oder rundlich gestaltet und von sehr wechselnder Grösse. Es gelang nicht, die Körner mittels schwerer Flüssigkeit aus dem Gestein zu sondern, woran wohl die ausserordentliche Kleinheit derselben Schuld tragen mag. Undurchsichtige Partieen, welche oft in Verbindung mit dem Titanit auftreten, dürften als Titaneisenerz zu betrachten sein.

Pseudomorphosen von Limonit nach einem rhomboëdrischen Carbonat (Ankerit?) sind nur sehr spärlich vorhanden.

Der Rückstand des in Flusssäure aufgelösten Gesteinspulvers enthielt sehr viele längliche Körner von Zirkon von mehr oder weniger deutlich pyramidalen oder elliptischer Form.

4. Aeltere Quarzphyllite¹⁾.

Die Gesteine dieser Abtheilung sind in ihrem Gesamthabitus viel gleichmässiger als die der vorhergehenden Gruppe. Als Typus mag ein Handstück gelten, welches von einem Steinbruche im Walde unweit Igls²⁾ stammt (11).

Das hochgradig gefaltete Gestein ist stahlgrau mit einem Stich ins grünliche, auf den Schieferungsflächen silberglänzend. Die sehr dünnen Lagen eines feinkörnigen Quarzaggregates mit wenig Feldspath sind durch feine, am Querbruche schwarz erscheinende Streifen von Chlorit- und Sericitmaterial getrennt. Vereinzelt werden die Quarzlinsen bis zu fünf Centimeter mächtig, in diesen sieht man mit freiem Auge stellenweise graue Körner von Feldspath; bei näherer Untersuchung stellte sich derselbe als Plagioklas heraus.

Die Menge des Chlorites und Sericites ist geringer als bei den jüngeren Quarzphylliten und der Chlorit wiegt bedeutend über letzteren vor. Im Querschliffe erscheinen beide in mehr oder weniger zusammenhängenden Lagen und als vereinzelt zwischen den Quarzkörnern eingestreute Schüppchen und Leisten.

Der Chlorit ist äusserst schwach doppelbrechend, die Interferenzfarbe ist dunkellavendelblau und der optische Charakter negativ; hiedurch ist dieser Chlorit als ein Pennin gekennzeichnet. Der Pleochroismus ist deutlich von blassgelblichgrün (\perp 001) zu grasgrün (\parallel 001).

Der Sericit ist vom Chlorit leicht durch seine Farblosigkeit und seine starke Doppelbrechung zu unterscheiden.

Der Quarz, welcher die Hauptmasse des Gesteins ausmacht, bildet ein Mosaik von nicht allzukleinen Körnern. Er enthält stellenweise sehr zahlreiche und oft grosse Einschlüsse. Bei stärkerer Vergrösserung stellen sich einige als schwächer lichtbrechende Gaseinschlüsse, andere als Flüssigkeitseinschlüsse mit schönen beweglichen Libellen dar.

Feldspath bildet, wie der Färbeversuch lehrte, nur circa $\frac{1}{3}$ der Quarzmenge. Meist sind die Körner sehr klein und dem Quarzmosaik eingelagert. Die Trennung nach dem specifischen Gewichte ergab nur Plagioklas und die Bořicky'sche Probe nur Kieselfluornatrium. Die Lichtbrechung ist in allen Schnitten schwächer als die des Quarzes. Wir haben es also auch hier mit einem dem Albit

¹⁾ Von diesen Gesteinen und den Quarzphylliten der Steinkohlenformationen existiren bereits sehr gute Beschreibungen in den oben citirten Arbeiten von Pichler und Blas; der Einheitlichkeit der Schilderung wegen habe ich sie hier noch einmal vorgenommen. Vgl. auch A. Pichler. Mineralien aus dem Phyllit von Innsbruck. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1869. S. 213.

²⁾ Nördl. von Patsch; Nicht mehr auf der Karte.

nahestehenden Feldspath zu thun. Die oben erwähnten grösseren Plagioklaskörner aus den mächtigeren Quarzlagen enthalten rundliche Quarzeinschlüsse und kleine Schüppchen von Muscovit.

Ein Carbonat findet sich in Form kleiner Rhomboëder innerhalb der grossen Feldspathkörner und in Form von körnigen Aggregaten mit Feldspath verzahnt und unvollkommen krystallographisch begrenzt vor; ob wir es mit Calcit zu thun haben, liess sich nicht sicher constatiren, da die Spärlichkeit des Materials eine Sonderung nicht ermöglichte und eine chemische Untersuchung nicht zulies.

Seltener als sonst in ähnlichen Phylliten tritt Turmalin in Form rundlicher Körner innerhalb der Chloritlagen auf; die Körner sind oft von Sprüngen durchzogen und gebrochen. Der Pleochroismus ist sehr deutlich von hellgelblichbraun zu braun. Kleine Körner von Zirkon sind selten.

Apatit ist wie gewöhnlich in Form von länglichen und runden Körnern vorhanden und enthält oft undurchsichtige Einschlüsse.

Pyrit bildet zerstreute kleine Nester im Gestein. Sagenit wurde nicht beobachtet.

Die Züge der Chloritschüppchen enthalten oft sehr dicht angehäufte Flecken von kohligter Substanz (Graphitoid).

Dem äusseren Ansehen nach schliessen sich Gesteine aus dem Volderthale sehr nahe an das obige an. Ein Schliiff, welcher von den Blöcken des Bergsturzes gegenüber der Vorberg-Almhütte (12) stammt, zeigt jedoch u. d. M. einige Abweichungen.

Das Gestein besteht hauptsächlich aus schön gefalteten breiten Muscovitlagen, dem nur spärliche, manchmal local angereicherte Chloritschüppchen beigemischt sind. Klarer Quarz und spärlicher Plagioklas bilden in geringerer Menge als bei obigem Gestein Lagen und kleinere Linsen meist einheitlich auslöschender Körner. Der Quarz zeigt manchmal Lamellirung¹⁾.

Titanit ist im Schliiffe in Form von Wolken tropfenförmiger oder unregelmässig eckiger Körner von wechselnder Grösse sehr verbreitet. Grössere Körner sind oft von Flecken und Ueberzügen jener opaken, im auffallenden Lichte weisslichen Masse begleitet, welche mit dem Namen Leukoxen oder Titanomorphit belegt wurde.

Ausserdem finden sich noch accessorisch spärliche kleinere Partien von Calcit (?), ferner Apatit, Zirkon und wenige Körner von braunem Turmalin. Von Erzen ist Pyrit stellenweise auch für das freie Auge sehr deutlich erkennbar. Graphitoidflecken durchschwärmen allenthalben in grosser Menge die Glimmerlagen.

Auf den Hauptbruchflächen etwas lebhafter und heller glänzend sind die quarzreichen Phyllite vom Gipfel des Haneburger bei Volderbad (13). Mit der Lupe kann man zwischen dem feingefalteten Sericit kleine braune Schmitzen von Biotit wahrnehmen. U. d. M. treten noch mehr Abweichungen von den Quarzphylliten von Igls (11) hervor.

¹⁾ Siehe weiter unten die Beschreibung der Quarze bei den Quarz-Sericit-Grauwacken S. 646.

Von Glimmermineralien tritt in den einzelnen Lagen ausser Sericit und Chlorit auch noch Biotit allerdings sehr spärlich auf. An einzelnen Schüppchen des letzteren wurde ein sehr kleiner Winkel der opt. Axen beobachtet. Der Chlorit ist lebhaft pleochroitisch von fast farblos zu blass lauchgrün und äusserst schwach doppelbrechend (Pennin?).

Einzelne Körner der Quarzlagen treten aus der sonst gleichmässigen Masse des ziemlich groben Mosaiques durch ihre Eigenthümlichen Einschlüsse auffallend hervor. Es sind das parallele, wolkige Streifen, welche fast immer mit dem Rande des Kornes abschneiden und bei Anwendung schwacher Systeme lebhaft an die weiter unten (Seite 646) ausführlicher besprochenen „Quarzlamellen“ erinnern. Sie liegen stets parallel der Auslöschung und wo dieselbe ungleichmässig ist, sind sie entsprechend gebogen. In wenigen Fällen setzen diese Streifen in benachbarte Körner fort, bei verschiedener Orientirung der Körner sind dann auch die Streifen an der Grenze derselben in einem entsprechenden Winkel geknickt. Bei stärkerer Vergrösserung erweisen sich die Einschlüsse als sehr feines, zum grossen Theil opakes Körnchenpulver, dessen Natur nicht näher bestimmbar ist. Verschwommen stengelige Zerlegung der Quarze senkrecht auf diese Einschlussstreifen (parallel der Hauptaxe) wurde auch an einigen Stellen beobachtet. Plagioklas ist dem Quarz in gewöhnlicher Form beigemischt; nur stellenweise ist er reicher an Interpositionen als dieser.

Nicht selten sieht man im Schlicke in Gruppen oder kurze Reihen geordnete Granate, welche meistens mit Chlorit oder Biotit vergesellschaftet oder in einem Hofe von Chlorit eingebettet sind.

Wie sonst findet sich auch hier reichlich Turmalin, neben Apatit und vereinzelt Zirkon- und Titanitkörnern; ferner schwarze, metallglänzende Erze und Graphitoidflocken.

Vom Ende des Mühlthales bei Patsch stammt eine Varietät, welche sich dadurch auszeichnet, dass sie weder Chlorit noch Biotit, sondern im wesentlichen nur Muscovit enthält (14). Das Gestein ist hellgrau, seidenglänzend, feinschuppig und phyllitartig gefaltet.

U. d. M. ist keine deutliche Lagenstructur zu sehen. Die Muscovitschüppchen sind sehr unvollkommen krystallographisch ausgebildet; sie liegen theils richtungslos isolirt, theils sind sie zu Gruppen und Büscheln, oder wellig faserigen Zügen zwischen dem verhältnissmässig grobkörnigen Aggregate von Quarz und Feldspath angereichert.

Die Feldspathkörner (wahrscheinlich Albit) zeigen oft sehr enge Zwillingstreifung und enthalten meist ganz feine Leistchen und Schüppchen farblosen Glimmers und rundliche Quarzeinschlüsse. Erstere liegen meist in der Richtung der Spaltlamellen und sind manchmal in einer randlichen Zone angereichert. Die Zwillingstreifen sind in vielen Fällen gebogen und oft auch nur randlich ausgebildet.

Sehr kleine, stark lichtbrechende, isotrope Körnchen, welche in Verbindung mit kleinen Chloritschüppchen vorkommen, sowie ein einzelnes grösseres sechsseitiges Korn gehören dem Granat an.

Braune, verhältnissmässig grosse Körner von Rutil in Zusammenhang mit undurchsichtigen Flecken (Titaneisen) bilden unter den sonst farblosen Mineralien einen sehr auffallenden, accessorischen Gemengtheil. In gewöhnlicher Form sind ferner vorhanden: Apatit, Titanit, Zirkon, rhomboëdrische Carbonate in sehr kleiner Ausbildung und etwas Graphitoid.

Der bleigraue, etwas grünliche, schuppige Phyllit, welcher westlich vom Sillthale im Gebiete der Gneissglimmerschiefer (15) an der Strasse bei Matreiwald ansteht, erweist sich auch u. d. M. als echter Phyllit mit denselben Bestandtheilen der sonst typischen Varietäten, nämlich: Chlorit, Muscovit, Quarz, trüber Plagioklos und Turmalin, ferner enthält derselbe noch reichlich die undurchsichtigen, im auffallenden Lichte gelblichweissen Massen, welche sich bei starker Vergrösserung in das bekannte Netzwerk kleiner Rutilnadelchen auflösen lassen und als Sagenit zu bezeichnen sind.

Kleine, wahrscheinlich dem Ankerit angehörige Rhomboëder sind hier besonders zahlreich in den Quarzfeldspathlagen vorhanden und kristallographisch sehr scharf begrenzt; manchmal sind diese Rhomboëder blass rothbraun gefärbt, was auf ihren Eisengehalt hinweist. Kryställchen von Pyrit sind schon mit unbewaffnetem Auge in diesem Gestein leicht wahrnehmbar.

Unterhalb des Rosenjoches bei den Seen im obersten Arzthale (Penzböden) steht ein granatführender, hellgrünlichgrauer Phyllit an, welcher einem mächtigen, gegen den Morgenkogel fortstreichenden Zuge angehört (16). Schon mit freiem Auge lassen sich die grünlichen Chloritschuppen von den weissen, seidenglänzenden Muscovitschuppen gut unterscheiden. Die hochgradige Fältelung ist auf dem Hauptbruche grobflaserig und wulstig; die rothbraunen Granaten, welche die Grösse eines Pfefferkornes erreichen, sind besonders deutlich auf dem Querbruche des Gesteins zu sehen. Auf der quergeschnittenen Fläche kann man mit unbewaffnetem Auge ganz deutlich schmale, ca. 1 Millimeter lange Streifchen von gelblichweisser Farbe wahrnehmen, welche in der dunkleren Masse des gefältelten Gesteins sehr reichlich eingestreut sind. Dieselben haben sich bei näherer Untersuchung als aus Sagenit bestehend herausgestellt.

U. d. M. sieht man, dass der Muscovit den Chlorit bedeutend an Menge übertrifft. Die Züge zwischen dem Quarzfeldspathmosaik sind sehr breit; die einzelnen Leisten verhältnissmässig gross und gut kristallographisch entwickelt. Günstig liegende Schüppchen zeigen das charakteristische Axenbild.

Wo der Chlorit im Gestein selbständig auftritt und nicht als Zersetzungsprodukt des Granates anzusehen ist, liegt derselbe in Form unregelmässiger Schüppchen zwischen den Muscovitleisten eingebettet. Der Pleochroismus ist lebhaft von blassgelb oder gelblichgrün zu grün. Die schwache Doppelbrechung ist positiv; der Winkel der opt. Axen ist gross. (Klinochlor.)

Von dem ziemlich klaren Quarzmosaik heben sich verhältnissmässig wenige schwach lichtbrechende Plagioklas körner durch eine leichte Trübung deutlich ab.

Die Granaten erscheinen u. d. M. meist durch weitgehende Umwandlung in ein von Chlorithöfen umgebenes Körnerhaufwerk aufgelöst. Doch lässt sich der Hauptumriss der ursprünglichen Individuen, wenn auch oft birnförmig oder linsenförmig verzerrt — immer noch erkennen. Manchmal ist in den „toten Räumen“, welche zwischen den Granaten und der umfliessenden Glimmermasse zu beiden Seiten der ersteren entstehen, mehr Chlorit oft in Form grösserer Leisten angesammelt, so dass die Granaten in der Verbindung mit der Chloritmasse ähnliche „Augen“ bildet, wie man sie oft bei grösseren Quarzkörnern mit umgebender, feinkörniger Quarzmasse sieht. Auch farbloser Glimmer und Quarz haben sich manchmal zwischen die Granatbruchstücke hineingezogen. An einer Stelle sieht man ein im Zerfalle begriffenes Granatkorn, welches von parallelen Streifen länglicher Quarzeinschlüsse in S-förmiger (sigmatoidischer) Biegung durchzogen wird¹⁾. — Diese Erscheinung wird wohl am besten durch die Annahme zu erklären sein, dass der Zerfall des Kornes und die Ansiedelung von Quarz auf Sprüngen zu gleicher Zeit mit der Verzerrung desselben durch die Gesteinsbewegung vor sich gegangen ist.

Blassbräunlichgrüne, stark pleochroitische Turmalinsäulchen sind besonders zahlreich in den breiteren Muscovitzügen anzutreffen. Dreieckige Querschnitte dieses Minerals zeigen oft einen helleren Kern und dunklere Aussenzone, oder umgekehrt. Undurchsichtige Einschlüsse sind in den Krystallen wolkig angereichert.

Accessorisch finden sich wie gewöhnlich: Apatit, Zirkon, Titanit und grössere Partien von Limonit in Verbindung mit Pyrit.

In der Nähe der Sternbachalpe im Volderthal im Walde (17) findet sich in eingelagerten Bänken eine interessante Phyllitvarietät. Das Gestein ist hellgelblichgrau und durch Eisenausscheidung stellenweise rothbraun gefärbt. Da weniger Glimmermineralien vorhanden sind als sonst, ist das Gestein weniger blätterig, sondern mehr plattig schieferig. Auf der angewitterten Bruchfläche treten dunkelfarbige Knoten und Höcker bis zu Pfefferkorngrösse hervor; dieselben rühren von den der feiner krystallisirten Gesteinsmasse porphyrisch eingestreuten Feldspathkörnern her. Im Querschnitte sieht man, dass diese Körner ziemlich gleichmässig vertheilt, und in einer wohlgeschichteten feinkörnigeren Art von Grundmasse eingebettet sind. Es ist kein Zweifel, dass diese Körner erhaltene klastische Bestandtheile des ursprünglichen, jetzt metamorphosirten Sedimentes darstellen.

U. d. M. sieht man ein verhältnissmässig grobkörniges Mosaik von Quarz und Albit mit ausgeprägter Parallelstructur, durchzogen von schmalen, ungleichmässigen und schwach welligen Strängen von Muscovit, dessen Leisten viel entwickelter ausgebildet sind, als das sonst bei den farblosen Glimmern in den Phylliten der Fall ist.

¹⁾ Eine ähnliche Deformation bildet C. Schmidt ab. Anhang z. Lfg. XXV d. Geol. Karte d. Schweiz. 1891., Taf. VIII., Fig. 3.

Die Quarze dieser Grundmasse löschen sehr oft stark undulös aus; die Albite sind meistens enge verzwillingt. Blättchen mit einer Auslöschungsschiefe von ca. 19° zeigen die etwas schief austretende positive Bisectrix. Die grösseren eingestreuten klastischen Körner sind zum grossen Theil Orthoklas, zum kleineren Theil Quarz. Letztere löschen immer stark undulös aus, mit Andeutung der stengeligen Zerlegung in der Richtung der Hauptaxe.

Den meisten Orthoklaskörnern ist durch Druck die wolkige Mikroklitterung aufgeprägt. Die Gitterung ist sehr fein, oft fleckig und undeutlich; der Winkel der Auslöschung auf Spaltblättchen ca. 15° . Die Körner sind ganz durchspickt von feinen Schüppchen und Blättchen farblosen Glimmers; randlich „neophytisch“ angesetzter Feldspath ist stets frei von diesen Einschlüssen und die Zwillingstreifung der Körner setzt sich in diesen fort. Die neu angesetzten Zwillingstreifen sind gewissermassen in grösserem Stile und deutlicher als in der Hauptmasse, Gitterung ist im neophytischen Feldspath nie vorhanden; doch ist die neugebildete Substanz manchmal deutlich stärker lichtbrechend und weicht auch in der Auslöschungsschiefe von dem Feldspath des alten Kornes etwas ab. Die Erscheinung ist dann derart, dass beim Drehen des Objecttisches die dunkelste Stelle der Lamellen aus dem Inneren des Kornes in die neu angesetzten Streifen hinauswandert, resp. umgekehrt.

Wir können wohl annehmen, dass sich am Rande der Orthoklaskörner natriumreicherer Feldspath angesetzt hat. Bei manchen Körnern ist eine randliche Zwillingstreifung entwickelt, welche sich gegen das Innere verliert.

Klastische Feldspäthe ohne Mikroklitterung zeigen oft so hochgradig undulöse Auslöschung, wie man sie sonst nur beim Quarz zu sehen gewohnt ist.

Die Feldspathe wurden mittelst schwerer Flüssigkeit getrennt und durch die Bořický'sche Probe gesondert bestimmt.

Die Glimmer sind der grossen Masse nach wasserheller Muscovit, nur wenige Lamellen innerhalb der Glimmerpakete sind blassbraun und deutlich dichroitisch. Die durch schwere Flüssigkeit gesonderten Schüppchen erwiesen sich aber auch noch bei blasser Färbung stets als optisch zweiaxig mit ziemlich grossem Axenwinkel ($40-50^{\circ}$).

Die erste Fällung durch Jodmethylen enthielt die accessorischen Mineralien: Zirkon, Apatit, wenige Titanitkörner und etwas Limonit.

Hier sei auf ein weiteres merkwürdiges Gestein noch einmal aufmerksam gemacht, welches wohl ausserhalb unseres Gebietes liegt, aber mit dem eben beschriebenen Gesteine grosse petrographische Verwandtschaft besitzt. Es ist das der bereits einmal von Pichler besprochene, sogenannte „Gneiss“ von Pill bei Schwaz im Innthale¹⁾ (18). Man kann das Gestein vielleicht als Arkose-artigen Feldspathphyllit bezeichnen. Es bildet eine mächtig entwickelte Einlagerung im Quarzphyllit.

¹⁾ Beiträge zur Geognosie Tirols. Jahrb. geol. R.-A. 1868, 18. Bd., S. 45.

Bis 1 Centimeter lange Orthoklaskörner sind breccienartig in einer manchmal nur sehr spärlich vorhandenen phyllitischen Grundmasse eingebettet. Die Glimmer¹⁾ sind, wo sie frei von Einschlüssen sind, blässelgrün, meist aber sind sie sehr reich an graphitoidischen Interpositionen, welche ihnen eine dunkelbleigraue Färbung verleihen. Entsprechend der wechselnden Menge der Orthoklase und der wechselnden Färbung der Glimmer, wechselt auch die Gesamtfarbe des Gesteins von weiss und grünlichweiss bis zu bleigrau. Nur in manchen Parteen ist eine ausgeprägte phyllitartige Schieferung zur Entwicklung gekommen.

Die Orthoklaskörner zeigen u. d. M. alle Eigenthümlichkeiten, welche klastischen Körnern in theilweise metamorphen Gesteinen zukommen²⁾. Wolkige, verschwommene Mikroklingitterung oder auch einfache enge Streifung ist fast überall zur Entwicklung gelangt. Manchmal sind blos unregelmässig fleckige Parteen in der einheitlich auslöschenden Hauptmasse in enge Zwillingsstreifung zerlegt. Die Körner sind durchspickt von kleinen Schüppchen farblosen Glimmers und an den Rändern gegen die umgebende Sericitmasse unregelmässig ausgebuchtet. An Sprüngen zieht Glimmermasse oder feinkörniges Carbonat (Calcit?) quer durch die Körner. Neophytischer, gestreifter Feldspath ist sehr oft randlich angesetzt.

Authigener gestreifter Plagioklas (Albit?) ist in der Mosaikmasse nicht selten.

Die klastischen Quarzkörner löschen stets hochgradig undulös und stengelig in der Richtung der Hauptaxe aus. Die stengelig undulöse Auslöschung ist oft so weit vorgeschritten, dass die verschieden orientirten Parteen stellenweise in scharfen Linien aneinandergrenzen. Man sieht nicht selten wie die Körner in Folge randlicher Zertrümmerung durch einen Hof mittlerer und mehr gleichsinnig orientirter Körner in das umgebende feinkörnigere Quarzmosaik übergehen. Natürlich sind auch die Quarzkörner oft zertrümmert und von mannigfaltigen Streifen und Bändern fremden Materials durchzogen; diese Spaltausfüllungen sind authigener Natur. Wo ein klastisches Quarz- und Feldspathkorn unmittelbar aneinanderstossen, hat sich an deren Begrenzung ein sehr schmales Band feinkörnigen Quarzes mit Sericit entwickelt; von diesem Bande aus greifen Züge von Sericitmaterial in das Feldspathkorn hinein.

Sericit ist in Form kleiner Schüppchen und in faserigen Zügen und Flecken zwischen dem Quarzmosaik vertheilt. Aus dieser Masse heben sich in manchen Schliften Pakete grösserer Glimmerleisten deutlich ab; dieselben sind im Gegensatze zum feinschuppigen Sericit stets mit reichlich undurchsichtigen, im auffallenden Lichte gelblichweissen Massen erfüllt, welche sich bei stärkster Vergrösserung als ausserordentlich feines Sagenitgewebe in Verbindung mit rundlich tropfenförmigen Körnern von Titanit zu erkennen geben.

¹⁾ Die Glimmer wurden von Sennkofer durch chemische Analyse als Sericit nachgewiesen. N. J. 1871, S. 56.

²⁾ Vergl. z. B. Stapff. On Sandgrains in micaceous Gneiss. Geol. Magaz. 1894 und Lepsius Geol. v. Attika, S. 177.

In anderen Schliften sieht man, dass der Sagenit auf isolirte Glimmer-Flockengruppen und kurze Züge beschränkt ist. Dieselben sind stellenweise gewissermassen umflossen von grösseren Sericitschüppchen. Man kann wohl in diesen Gruppen die Reste gleichsam aufgelöster, ursprünglich klastischer Muscovitpakete erkennen, welche aus einem älteren reichlich Sagenit führenden Phyllit stammen.

Rhomboëdrische Carbonate (Calcit?) sind sowohl in Form isolirter, schön antimorph entwickelter Kryställchen als auch in Form grobkörniger Trümmer im Gestein sehr verbreitet. Sehr vereinzelt kommen Körner von Apatit und verhältnissmässig lange, manchmal zerbrochene Säulchen von Zirkon vor.

5. Einlagerungen der älteren Quarzphyllite¹⁾.

Dunkelgrüne, ausserlich phyllitartig aussehende Einlagerungen, welche stets Chlorit, oft auch Epidot und Zoisit führen, und manchmal direct als Amphibolite bezeichnet werden müssen, bilden ein Hauptunterscheidungsmerkmal der älteren Quarzphyllite gegenüber den Quarzphylliten der Steinkohlenformation. Einzelne Varietäten der Chlorit-Phyllite zeichnen sich durch die grosse Menge mikroskopischen Titanits gegenüber den epidot- und amphibolführenden aus.

Die Chlorit-Titanit-führenden Varietäten finden sich bei Ellbögen und an mehreren Punkten im Streichen gegen das Rosenjoch zu.

Die echten Amphibolite ziehen hauptsächlich entlang dem Südgehänge des Vicarthaales und über den Sonnenspitz gegen das Volderthal.

Chloritphyllit-Einlagerungen.

Ein dunkelgraugrünes Handstück stammt von Spärrhofe an der Ellbögnnerstrasse (19). Für das freie Auge besteht das Gestein aus feingefaltetem Chlorit mit wenigen kleinen Quarztrümmern und Linsen, und vielen glitzernden Pyritkryställchen.

U. d. M. macht der Chlorit die Hauptmasse des Gesteins aus; er bildet ziemlich breite flaserige Züge, umfliesst einzelne Quarz- und Feldspathkörner oder liegt in einzelnen Schuppen zwischen dem ziemlich lockeren und randlich nicht scharf begrenzten Mosaik dieser beiden Mineralien eingebettet. Der Pleochroismus ist schwach aber deutlich von blassgrün zu grün. Der Winkel der optischen Axen ist ziemlich gross.

Quarz kommt auch in einzelnen grösseren unregelmässigen Körnern mit hochgradig undulöser Auslöschung und randlicher Mosaikbildung vor. Dieselben sind wahrscheinlich klastischer Natur. — Auch die Körner einzelner Quarzgänge löschen lebhaft undulös aus.

Der Plagioklas (Albit) ist unter gekreuzten Nikols fast stets gestreift. Auslöschung bis zu 14°. Die Körner enthalten reichlich Einschlüsse kleiner nadelartiger Chloritschüppchen. Titanitkörner sind von

¹⁾ Aehnliche Einlagerungen beschreibt Gumbel aus dem südlicheren Gebiete. Geol. Bemerk. über die warme Quelle des Brennerbades. S. 154 ff.

ihm umwachsen, oft aber auch beim Wachsthum beiseit geschoben und am Rande der Körner angereichert worden.

Die rundlichen spitzrhombschen oder weckenförmigen Durchschnitte von Titanit sind überall im Gesteine anzutreffen. Sie sind nach ihrer Hauptlängserstreckung in Züge geordnet und schwimmen gleichsam in der Chloritmasse. Weissliche Flecken von Leukoxen (?) stehen meist mit ihnen in Verbindung; desgleichen bräunliche Partien von Titaneisen.

Calcit ist sowohl in grösseren Linsen als auch vereinzelt Krystalloiden im Gesteine sehr reichlich enthalten. Der Querschnitt des Gesteines braust mit verdünnter Salzsäure ziemlich lebhaft.

Verhältnissmässig grosse längliche Körner von Apatit und sehr kleine elliptische Zirkonkörnchen sind ziemlich reichlich vorhanden. Das Vorkommen von Pyrit wurde schon erwähnt. Magnetit findet sich nur in geringer Menge vor.

Ein Schriff von einem Stücke an derselben (20) Strasse etwas näher dem Arzthal zeigt unter dem Mikroskop ziemlich dasselbe Bild; doch ist der Chlorit lebhafter dichroitisch (blassgelb zu grasgrün). Die Plagioklaskörner sind etwas grösser entwickelt und neben Titanit findet sich auch noch nicht selten vereinzelt zerbrochene Säulen von Epidot (dichr. farblos zu blassgelb). Von Erzen ist der Magnetit fast ganz an die Stelle des Pyrits getreten.

Zoisit, Epidot und Amphibol führende Phyllite, Amphibolite.

Unmittelbar unter dem Gipfel des Rosenjoch befindet sich im Quarzphyllit eine wenig mächtige grüne phyllitische Einlagerung, an welcher man mit freiem Auge ausser einigen kleineren Quarztrümmern nur den Hauptbestandtheil des Gesteins, nämlich den feinschuppigen, gefalteten und matt glänzenden Chlorit unterscheiden kann (21). U. d. M. sieht man, dass dem Chlorit in grosser Menge unregelmässige Körner, Stengel und Säulen von Zoisit und Epidot beigemengt sind. Der Chlorit bildet unregelmässig wellige, verzweigte Streifen von wechselnder Breite, denen die beiden letztgenannten Mineralien mit entsprechender Orientirung der Hauptlängserstreckung eingelagert sind und welche kurze, randlich nicht scharf begrenzte Linsen von Feldspathmosaik mit wenig Quarz umschliessen.

Der Chlorit ist blassgrün, schwach, aber deutlich dichroitisch, optisch, positiv mit ziemlich grossem Winkel der optischen Axen. Dem Chlorit sind an einigen Punkten vereinzelt längliche Partien von Amphibol beigemengt. Dieselben heben sich auf den ersten Blick nur wenig von der umgebenden Chloritmasse ab, weil sie genau dieselbe Farbe haben, wie diese. Bei genauer Beobachtung geben die stärkere Lichtbrechung, die rissige Umgrenzung mit den Quersprüngen und besonders die hohe positive Doppelbrechung genügend Aufschluss über die mineralogische Natur dieser Stücke. Auslöschungssch. ca. 14°.

Zoisit und Epidot bilden meist farblose stengelige Formen mit Längsstreifen und Querrissen. Nur manchmal ist beim Epidot

schwacher Dichroismus von farblos zu sehr blass gelblich zu beobachten. Besser sind die beiden Mineralien durch den sehr verschiedenen Grad der Doppelbrechung zu unterscheiden. Die Säulen beider Mineralien zeigen Axenbilder mit grossem Axenwinkel und quer zur Längserstreckung liegender Axenebene. Zoisit überwiegt an Menge sehr den Epidot.

Feldspath fand sich sowohl in Aggregatpartieen als auch in Form isolirter grösserer Körner. Die grösseren Körner sind Orthoklas, die kleineren Albit. Nur die kleineren Körner sind manchmal als Wiederholungszwillinge entwickelt. Die Orthoklase sind sehr reich an verschiedenen Interpositionen, manchmal haben sie grössere Zoisitsäulen mit pyramidaler Endigung oder unregelmässige Chlorit- und Amphibolfetzen umwachsen. Ferner enthalten sie häufig kleine Körner von Zirkon. Meist sind sie ganz erfüllt mit kleinen Schüppchen farblosen Glimmers. Kleine Nadelchen von Amphibol sind auch stellenweise gitterartig parallel den Spaltlamellen gelagert. — Einzelne der grösseren Körner, welche so grosse Mengen verschiedener, auch grösserer Mineralstücke umwachsen haben, dass die Masse der Einschlüsse die des Wirthes bedeutend übertrifft, zeigen randliche Zwillingstreifen und wolkige Mikroklinstructur.

Die häufigen Turmalin-Individuen sind verhältnissmässig gross und krystallographisch wenig scharf umgrenzt. Der Länge nach sind die abgerundeten kurzen Säulen stets von vielen parallelen Sprüngen durchzogen oder auch vollständig quer abgebrochen. Pleochroismus sehr lebhaft von nahezu farblos zu bräunlichgrün. Sowohl die Längsschnitte, als die häufigen dreieckigen Querschnitte haben einen blassblauen Kern; derselbe geht allmählig in die umliegende Krystallmasse, welche sich der Farbe nach sehr dem umgebenden Chlorit nähert, über.

Quarz ist spärlich dem Feldspathmosaik beigemischt und nur stellenweise angereichert. Die Körner löschen fast stets ungleichmässig aus.

Calcit bildet grössere Linsen und Körnergruppen. Rutil ist im Schlicke nicht häufig, aber in auffallend grossen Körnern in Verbindung mit Titanit und Leukoxen vorhanden. Apatit und Zirkon sind auch verhältnissmässig spärlich vertreten.

Ein weiterer reichlich Epidot führender Phyllit stammt vom Westgehänge des Volderthales in der Nähe der Ehrenhauser Almhütte (22). Mit freiem Auge sieht man an dem weisslichen Glanz der feingefalteten Hauptbruchfläche, dass dieses Gestein ausser Chlorit auch Sericit enthält. Zwischen den Glimmerlagen sind, wie am Querbruche zu sehen ist, dünne, sehr quarzreiche Lagen eingeschaltet. Auch der grosse Reichthum an Erzen dieses Gesteines fällt schon makroskopisch auf. Man sieht allenthalben kleine Körnchen von Pyrit auf den Schichtflächen.

U. d. M. ziemlich gleichmässiges Quarzmosaik mit eingestreuten, nicht selten verzwilligten Albitkörnern; dazwischen Chlorit- und Chlorit-Sericitlagen. Der Chlorit ist intensiv lauchgrün gefärbt. Dichroismus deutlich, optisch positiv, $E = \text{ca. } 40^\circ$.

Epidot ist in Form blässgelber, deutlich dichroitischer Stengel im Gestein überall verbreitet; er wurde zugleich mit den Erzen mittelst Jodmethylen aus dem Gesteinspulver gefällt; in dieser Form bildet er ein gelblich-grünliches Pulver. Turmalin von demselben Habitus, wie in den Phylliten, ist reichlich vorhanden, ebenso Apatit, Zirkon ist etwas seltener.

Ausser dem schon erwähnten Pyrit finden sich an Erzen noch Magnetit, Eisenglanz und auch mit freiem Auge gut wahrnehmbare bunte Kupfererze¹⁾.

Die Amphibolite bilden einen Zug, welcher das linke Gehänge des Mühlbachthales entlang streicht und am Ostgehänge des Volderthales oberhalb der Vorbergalmhütte wieder erscheint. Für das freie Auge haben die Gesteine einen stark phyllitischen Habitus und sind makroskopisch leicht mit den Chloritphylliten zu verwechseln; doch unterscheiden sie sich meist durch eine etwas dunkler grüne Farbe von diesen. Die einzelnen Krystallindividuen sind mit freiem Auge nicht zu unterscheiden. An Schliften, welche von einem Aufschlusse am Wege im Mühlbachthale (23) stammen, sieht man u. d. M. ein ziemlich dichtes, wirr stengeliges Aggregat von Amphibol, mit deutlicher Parallelstructur, mit spärlichen und unregelmässigen Einlagerungen von Quarz- und Feldspathmosaik.

Das Amphibolaggregat besteht stellenweise aus scheinbar gleichmässigen grünen Parteeen, welche bei gekreuzten Nikols in ein sehr feines Mosaik stark doppelbrechender Körner zerfallen und welche nach der Hauptschieferungsrichtung des Gesteins von grösseren Amphibolstengeln durchzogen sind. Streifenweise ist auch das Gesamt-aggregat grobkörniger und stahlsteinartig entwickelt. Die Farbe der Säulen wechselt beim Drehen des Objectisches lebhaft von blässgelb zu grün und dunkelgrün, entsprechend den Absorptionsunterschieden $c > b > a$. Die Auslöschungsschiefe ist ca. 17° .

Quarz und Feldspath sind meist, weil gleich klar entwickelt, schwer zu unterscheiden, doch sind letztere manchmal etwas trüber oder auch mit Zwillingsstreifung versehen.

Sehr auffallend ist im Dünnschliffe das Auftreten von breiteren Streifen und Wolken kleiner, unregelmässiger und tropfenförmiger Titanitkörner. Dieselben sind fast stets mit weissem, undurchsichtigen Leukoxen vergesellschaftet. Zirkon ist nur in Form ausserordentlich kleiner Körnchen vorhanden. Apatit wurde nicht beobachtet.

Undurchsichtige Erze (hauptsächlich Pyrit und Magnetkies) sind in manchen Schliften sehr verbreitet.

Ein Handstück vom Westabhänge des Haneburger in der Nähe der Vorbergalpe (24) schliesst sich im Gesamthabitus enge an das eben beschriebene Gestein an. U. d. M. ist jedoch grösserer Reichthum an Quarz und Feldspath und das Vorhandensein von reichlichem Epidot wahrnehmbar.

¹⁾ Pichler (Neues Jahrb. für Min. 1876. S. 923) führt Antimonit aus den Quarzphylliten im Volderthale und Vicarthale an.

Die Hornblende hat in mineralogischer Beziehung denselben Charakter wie bei (23). Obwohl das Gefüge des Aggregates im Allgemeinen etwas gröber ist, werden doch partienweise die Krystallsäulen noch bedeutend schmaler und manchmal wellig gebogen, so dass die Hornblende in einzelnen Fällen sogar als feinfaserig bezeichnet werden kann.

Die meist stengelig entwickelten, von Quersprüngen durchzogenen Epidotkörner sind sehr schwach dichroitisch von farblos zu blassgelb. An einzelnen Individuen wurde das querliegende Axenbild beobachtet. Wenige Chloritschüppchen und Leistchen sind mit Amphibol vergesellschaftet und haben dieselbe Farbe wie dieser; sie sind aber in Folge der schwachen Doppelbrechung sehr leicht von diesem zu unterscheiden. Einzelne Schüppchen zeigen ein blasses Axenbild mit sehr grossem Axenwinkel. Titanit wie bei (23), doch spärlicher,

Feldspath ist bei Weitem reichlicher vertreten als Quarz, und zwar ist nach dem Vergleich der Lichtbrechungen des Quarzes und der Feldspäthe miteinander sowohl Orthoklas als auch Albit vorhanden. Die Körner des letzteren enthalten nur stellenweise wenige schmale Zwillingslamellen eingeschaltet. Beide Feldspatharten sind manchmal reich an Interpositionen, darunter grössere rundliche Quarzpartien und farblose Glimmerschuppen, kleine Körnchen von Zirkon und sehr feine Nadelchen von Amphibol. Diese sind manchmal entsprechend den Spaltrissen des Wirthes parallel gestellt und ragen an einzelnen Stellen auf diese Weise von der umgebenden Masse aus palissadenartig in die „neophytischen“ (Lepsius) Feldspathkörner hinein.

Accessorisch: Zirkon und Apatit.

6. Kalkphyllite und phyllitische Kalksteine des Brenner (Stache, Kalkphyllitgruppe; Rothpletz, Brennerschiefer).¹⁾

Diese Formation nimmt in ziemlich gleichmässiger Ausbildung den ganzen Südrand unseres Gebietes ein. Sie besteht aus körnigen, stark schieferigen Kalken mit meist dünnen phyllitischen Zwischenlagen. An manchen Stellen nehmen die Kalkphyllite mehr Quarz auf und nähern sich dadurch etwas den Quarzphylliten. Mehr thonige, mächtige, dunkle thonschieferartige Zwischenlagen finden sich an vielen Orten, z. B. am Junsjoch und am Gehänge der Thorwand.

Als Beispiel der gewöhnlichen Brennerkalkphyllite möge ein Stück von der Klammalpe bei Navis gelten, welches genauer untersucht wurde. Das Gestein ist auf der frischen Bruchfläche graublau, gefaltetschiefrig und phyllitisch, mit dunkelgrauen, unebenen, schwach seidenglänzenden Schieferungsflächen. Es besteht aus lauter circa 1 Centimeter dicken Bänkchen von feinkörnig-krystallinischem Aussehen, die durch dünne, phyllitische Zwischenlagen getrennt sind. Im Querschnitte kann man makroskopisch schöne Biegungen und Faltungen dieser Lagen beobachten; auf den Schieferungsflächen

¹⁾ S. Rothpletz l. c. S. 18. u. Gumbel: Geologische Bemerkungen über die warme Quelle des Brennerbades. Sitzungsber. d. math.-naturw. Classe k. bayer. Akad. d. Wiss. 1892. XXII. S. 147 ff.

zeigen sie ausser diesen Faltungen noch eine feine Fältelung der hier angereicherten Glimmer.

U. d. M. sieht man, dass die phyllitischen Zwischenlagen nicht einfach sind, sondern aus gequetschten und zerrissenen feinschuppigen Parteen bestehen, die in sich selbst wieder aus mehreren enge zusammengefältelten dunklen und hellen Lagen gebildet sind; meistens enthalten diese Parteen kleine Quarz- und Feldspathkörner reichlicher eingestreut, als die umgebende Gesteinsmasse.

Die Calcitmasse, welche diese oft sehr dünnen; phyllitischen Lagen umschliesst, besteht aus mehr oder weniger deutlich unterscheidbaren grob- und feinkörnigen Zonen. Die Körner der grobkörnigen Zonen haben eine unregelmässig längliche Form und stehen in ihrer Hauptstreckung untereinander parallel und senkrecht auf den Phyllitlagen, denen sie immer unmittelbar angeschlossen sind. Die feinkörnigen Zonen sind beiderseits von diesen grobkörnig-stengeligem Streifen begrenzt. (Taf. XIII, Fig. 4.)

Die Erscheinung ist offenbar folgendermassen zu erklären: Bei der mechanischen Deformation des Gesteines wurden die theilweise in Glimmermineralien verwandelten thonigen Zwischenlagen enge zusammengefältelt, während der Calcit in Folge seiner leichteren Löslichkeit den Veränderungen der Lagen durch Umkrystallisation folgen konnte. An den thonig-glimmerigen Lagen fand eine lebhaftere Circulation des Wassers und in Folge dessen auch eine regere Umkrystallisation statt; dadurch gelangten grössere Körner zur Ausbildung; die, da sie sich bei der Vergrösserung in die Quere gegenseitig beschränken, sich gegen die innere feinkörnige Kalksteinmasse zu ausdehnen mussten¹⁾. Wie nicht anders zu erwarten, zeigen sie gar keine Regelmässigkeit in Bezug auf ihre gegenseitige optische Orientirung, sondern sind so orientirt, wie es eben der Zufall durch die Lage des Kornes, von dem das weitere Wachsthum ausging, bedingt hatte.

Das Gestein ist sehr arm an Magnesiicarbonat; ein Versuch mit Eisenchlorid gab eine gleichmässige Färbung der Carbonate, liess aber deutlich die zahlreichen verstreuten, unregelmässigen Quarz- und Feldspathparteen hervortreten. Auch der Versuch nach Link mit Essigsäure und phosphorsaurem Ammon ergab keinen Dolomit zwischen den Calcitkörnern.

Der dunkle, graue Glimmer wurde mittelst schwerer Flüssigkeit aus dem Salzsäurerückstand des Gesteines isolirt. Seine Färbung rührt von verschiedenen, sehr dicht gedrängten Einschlüssen her. Erstens enthält er eine grosse Zahl ungerade feiner Nadelchen, welche dem Rutil angehören dürften; sie sind oft so dicht angehäuft, dass selbst ganz dünne Blättchen undurchsichtig werden und sich die dunkeln Flecken nur an den Rändern und bei sehr starker Vergrösserung in die einzelnen Nadeln auflösen lassen. Dunkle, unregelmässige Flecken bestehen wahrscheinlich aus organischer Substanz. Beim Glühen ver-

¹⁾ Ueber das Wachsen der Kalkspathindividuen im Kalkstein vgl. Lepsius, Geologie von Attika.

schwinden diese Flecken und es tritt eine Rothfärbung des Glimmers ein.

Der Axenwinkel wurde auf 58° gemessen, also etwas kleiner als dies gewöhnlich beim Muscovit, zu dem dieser Glimmer gerechnet werden muss, der Fall ist. Die Dispersion ist $\rho > \nu$. Die mikrochemischen Reactionen ergaben Aluminium, sehr reichlich Kalium, etwas Magnesium und Eisen.

Quarz ist in ziemlicher Menge vorhanden, die Körner sind theils klein und vereinzelt, theils in grösseren Gruppen von stengelliger Ausbildung und mit stark undulöser Auslöschung. Die streifigen wandernden Schatten liegen meist beiläufig in der Längserstreckung dieser Körner; das deutet darauf hin, dass der Quarz durch den Druck in einzelne Stengel aufgelöst wurde; die Lage der krystallographischen Hauptaxe spielt aber dabei nach dem, was sich beobachten lässt, keine Rolle. Im grossen Ganzen ist der Quarz durch die zahlreichen Einschlüsse etwas getrübt, doch sind an den Begrenzungen der einzelnen Körner gegeneinander helle, einschlussfreie Umsäumungen wahrnehmbar. Es dürfte an diesen Grenzen eine öftere Umlagerung der Moleküle stattgefunden haben, so dass die vorhanden gewesenen Flüssigkeitseinschlüsse und Poren gewissermassen „aufgeschlossen“ und „aufgelöst“ worden sind. An Stelle des „porösen“ Quarzmaterials ist an den Rändern der Körner dichtes und einheitlich homogenes getreten.

Die Einschlüsse sind oft sehr gross und unregelmässig, sie enthalten dann sehr schöne und deutlich bewegliche Libellen.

Es wurde das Jodmethylen auf verschiedene Feldspäthe eingestellt, die aus dem Salzsäurerückstand gefällt werden sollten; es fiel aber fast nur Albit; die Bořický'sche Probe ergab auch dementsprechend sehr reichlich Natrium. Nur einige wenige, etwas leichtere Körner enthielten neben Natrium auch etwas Kalium.

Im Dünnschliffe sind die Albite nicht selten zu sehen; sie heben sich als klare, einschlussfreie Flecken sehr deutlich von dem umgebenden, stark lichtbrechenden Calcit ab; manchmal sind sie sehr scharf krystallographisch umgrenzt, manchmal auch von scharfen Zwillinglamellen durchzogen.

Es ist kein Zweifel, dass der Feldspath ebenso wie die anderen angeführten Mineralien hier authigener Natur ist und dass von den ursprünglichen klastischen Bestandtheilen keine Spur mehr zu sehen ist.

Etwas abweichender sehen die viel mehr plattigschieferigen Gesteine vom Schafseitenspitz, Scheibenspitz und aus dem Schmirnthale aus. Ein Handstück vom Schafseitenspitz enthält viele Quarzlagen zwischen dem phyllitischen Material, so dass der in Salzsäure unlösliche Rückstand ungefähr die Hälfte der Gesteinsmasse ausmacht. Magnesiacarbonat ist gar nicht vorhanden. Die Gemengtheile sind dieselben wie bei obigem Gesteine.

Auffallend reich an Quarz und stark dolomitisch ist das Gestein vom Navisbach unweit der Kirche von Navis; dasselbe enthält nach einer freundlichen Analyse des Herrn C. F. Eichleiter bei 79.30 Percent in Salzsäure unlöslichen Rückstand 8.90 Percent $CaCO_3$ und 7.84 Percent $MgCO_3$ (Eisencarbonat wurde nicht bestimmt).

Die dunkeln Schiefer am **Junsjoch** sind plattig schieferig, phyllitisch. Auf dem Hauptbruche dunkelbleigrau bis schwarz und seidenglänzend. Die Glimmer sind ausserordentlich fein gefaltet. Sie enthalten nur sehr wenig Carbonate.

U. d. M. bestehen dieselben aus äusserst feinschuppigen Lagen farblosen Glimmers, welche mit dünnen Lagen sehr feinkörnigen Quarzmosaikens gemengt sind. Die dunkle Färbung der Glimmer rührt auch hier von den massenhaften, oft bis zur Undurchsichtigkeit gehäuften Einschlüssen her; dieselben bestehen zum kleinen Theil aus unregelmässigen Flocken, der Hauptsache nach aber aus den ungemein feinen Nadelchen, welche wegen ihrer häufigen charakteristischen Zwillingsbildung auch hier für Rutil erklärt werden können.

Turmalin in Form blassbrauner, pleochroitischer Säulchen ist in diesem Gesteine nicht selten. Die Säulchen enthalten an ihrem basalen Ende oft undurchsichtige Einschlüsse angehäuft. Einige wenige kurze, stark positiv doppelbrechende und stark lichtbrechende farblose Säulchen halte ich für Zirkon. Durchscheinende, rothe sechseitige Blättchen von Hämatit sind nicht häufig. Auch undurchsichtige schwarze metallglänzende Erze sind nicht sehr reichlich vorhanden.

Unterhalb des Sägenhorst enthalten die Kalkphyllite eine wenige Meter mächtige hell grünlichgelbe, dünnblättrig schiefrige Einlagerung von ganz aussergewöhnlich feinschuppigem Sericitschiefer. U. d. M. kann man auch bei stärkster Vergrösserung die einzelnen Sericitschuppen nicht wahrnehmen; man kann den opt. negat. Charakter, da die Schüppchen der Hauptsache nach parallel gelagert sind, nach dem Verhalten des gesammten feinen Gewebes beurtheilen; dasselbe lässt auch einen schwachen Pleochroismus von heller zu dunkler gelblichgrau beobachten. In einzelnen Lagen sind etwas grössere, sehr schmal linsenförmige Quarzkörner oder feine Quarz-Aggregate zur Auskrystallisation gelangt.

Erst bei sorgfältiger Beobachtung, besonders am Rande des Schlifses kann man bemerken, dass ein feines Netzwerk äusserst zarter Nadelchen überall im Gestein vorhanden ist und einen sehr wesentlichen Bestandtheil desselben bildet. Die Randkonturen der Nadelchen lassen sich nirgends unterscheiden. Kleine, undurchsichtige Flecken dürften zum grossen Theil aus Limonit bestehen.

II. Jungpalaeozoische Gesteine.

1. Quarzphyllite der Steinkohlenformation und deren Einlagerungen.

Der Streifen von Quarzphyllit, welcher nördlich an die Kalkphyllite anschliesst, ist von ziemlich gleichmässiger Entwicklung. Es wurden Stücke von folgenden Localitäten einer genaueren Untersuchung unterzogen: Oberer Pfonerbach gegenüber der Kuh-Alpe, Naviserjoch, Bildstock N. der Lizumalpe, Nasse Tuxalpe (Oberleger) und Geisseljoch.

Am genauesten untersucht wurde das typische Gestein vom Naviserjoch (1). Dasselbe besteht aus einem sehr feinen

schuppigen und krummschieferig gefalteten Aggregate von vorwiegend Sericit, ferner Quarz und Feldspath. Letztere Mineralien sind in schmalen Linsen besonders angereichert. Die Farbe ist hell Silbergrau und hat an einzelnen Stellen einen leichten Stich in's grünliche; viele gelblich braune Flecken an den Bruchflächen rühren von zersetzten Eisencarbonaten her. Die Schieferungsflächen sind stark seidenglänzend.

U. d. M. überwiegt der sehr feinschuppige Sericit an Menge den ihm in gleicher Form beigemengten Chlorit. Einzelne Schüppchen des ersteren zeigen das charakteristische Axenbild mit ziemlich grossem Axenwinkel.

Chlorit ist stellenweise zu wirren Schuppenaggregaten in den Sericitlagen angereichert oder er bildet vereinzelte Gruppen sehr unregelmässiger Blättchen innerhalb der Quarzlagen. So weit sich der optische Charakter beobachten lässt, stellte sich derselbe als negativ heraus, was bei der äusserst schwachen Doppelbrechung (Interferenzfarbe: lavendelblau) auf einen Pennin schliessen lässt.

Der Quarz bildet ein Aggregat von undeutlich parallel gelagerten länglichen Körnern, welche oft undulöse Auslöschung zeigen. Auch als secundäre Bildung auf Gängen tritt derselbe auf. Wo solche Gänge ursprüngliche Quarzlager durchsetzen, sind die Körner des Ganges meist entsprechend den nächstliegenden Körnern des Gesteins orientirt und ebenso wie diese deformirt, so dass sie sich in polarisiertem Lichte nur undeutlich von den Quarzaggregaten des Gesteins abheben; im einfachen Lichte sind die Gänge jedoch in Folge ihres grösseren Reichthums an Einschlüssen viel besser und deutlicher sichtbar, zumal die Einschlüsse in Zügen angeordnet sind, welche die verschiedenen Körner in der Längserstreckung des Ganges durchkreuzen.

Der Färbeversuch ergab eine geringe Menge kleiner Plagioklaskörner, welche zwischen dem Quarz eingestreut sind. Dieselben zeigen keine Zwillingslamellen.

Sehr reichlich ist Turmalin vorhanden, er tritt in Form von länglichen, oder auch kurzen und dicken, oft abgebrochenen Säulchen auf. Der Pleochroismus ist sehr lebhaft, von ganz blassgelblich, bei manchen Individuen auch farblos zu trübe grünlichbraun. Einige dieser Säulchen sind an einem Ende dunkler gefärbt¹⁾.

Rutil in Form der Thonschiefernädelchen ist in allen Partien des Schiffes zu sehen; es sind selten isolirt liegende Kryställchen, sondern meist undurchsichtige, im auffallenden Lichte bräunlichgelb erscheinende Flecken, welche sich am Rande in ein Netzwerk sehr feiner Nädelchen auflösen lassen. Zirkonkörner sind nur spärlich vorhanden.

Verhältnissmässig häufig ist Apatit; die runden und länglichen Körner sind oft aneinandergereiht, wie wenn sie ursprünglich ein Individuum gebildet hätten und nachträglich zertrümmert worden wären.

Brauneisenerz ist in Form von Pseudomorphosen nach einem rhomboëdrischen Carbonate, wahrscheinlich Ankerit, sehr reichlich vertreten und stellenweise auch zu grösseren Flecken angehäuft. In

¹⁾ S. auch Blaas, l. c. S. 512.

seiner Nähe nehmen auch oft die Chlorit- und Glimmermassen eine bräunliche Farbe an. Das stark licht- und doppelbrechende Carbonat ist an wenigen Stellen als Kern theilweise zersetzter Krystalle erhalten.

Undurchsichtige, schwarze Flocken und Pünktchen verschwanden beim Glühen des Schliffes und haben sich dadurch als kohlige Substanzen (Graphitoid) kundgegeben.

Was das Gestein vom Pfonerbach (2) betrifft, so gleicht dasselbe makroskopisch sehr dem vorhergehenden.

U. d. M. unterscheidet es sich jedoch dadurch, dass hier Chlorit reichlicher vertreten ist als Sericit und dass der sonst so charakteristische Turmalin vollständig fehlt. Die Glimmerminerale sind weniger in Lagen geordnet, sondern mehr in Form sehr feiner Schüppchen in dem Quarz- Feldspathmosaik vertheilt. Die Doppelbrechung des Chlorits ist ausserordentlich schwach und manchmal kaum wahrnehmbar.

Die kleinen, oft von Zwillinglamellen durchzogenen Plagioklas-körner sind im Mosaik in circa gleicher Menge wie der Quarz vorhanden. Ihrer schwachen Lichtbrechung nach gehören sie der Oligoklasreihe an. Meistens sind die Körner etwas trüber als die Quarzkörner. Sagenit und rhomboëdrische Carbonate sind überall im Schliffe reichlich anzutreffen. Die letzteren sind meist zu scharf begrenzten, autimorphen Kryställchen ausgebildet. Neben Apatit in der gewöhnlichen Form wurden noch einige wenige rundliche Körner von Titanit beobachtet. Auch der Phyllit vom Geisseljoch (3) schliesst sich in allen Stücken enge an den vom Naviser Joch an.

Der Phyllit vom Lizumthale (14) weicht von den beiden obigen in seinem makroskopischen Aussehen noch mehr ab, als im Dünnschliffe. Er besteht aus im Querschnitte dunkelblaugrünen, fast schwarzen Lagen von Chlorit- und Sericitmaterial, zwischen denen hellröthlichbraune bis 8 Centimeter breite, bandartige, von Chlorit und Sericit ganz durchsetzte Quarz-Feldspathlinsen eingeschaltet sind. Die Schieferungsfläche ist grünlichgrau, fettglänzend und meist von zersetzten Eisenverbindungen braun gefleckt.

Sehr eigenthümlich ist die Fältelung, indem die Quarzfeldspathlagen durch stellenweise Auswalzung sehr in ihrer Mächtigkeit wechseln und in einer Art und Weise verbogen und aneinander gedrängt sind, die ihnen ein Ansehen gibt, das an zerknitterte Bänder erinnert. Grössere weisse Quarzknauer sind Ausfüllungen der bei der Faltung entstandenen Hohlräume.

U. d. M. lassen sich dreierlei, besser charakterisirte Lagen unterscheiden: Erstens: Die Züge von Muscovit mit beigemengtem Chlorit. Der Muscovit bildet in den aufsteigenden dünneren Schenkeln der Falten dieser Züge sanft gewellte Lagen paralleler Leistchen; an den verbreiterten Umbiegungsstellen dieser Falten sind dieselben aber wie gestaut und nehmen wirrschuppige Structur an; die Leistenpäckchen sind oft verbogen und zeigen dann wandernde Auslöschungstreifen. Die Chloritschüppchen lagern sich nicht zu derartigen Päckchen aufeinander, sondern bilden wirre, lockere oder dichtere

Ränder der beschriebenen Muscovitlagen. Diese Lagen sind noch in ihrer Längserstreckung von feinen undurchsichtigen Linien durchzogen, welche im auffallenden Lichte theils braun, theils gelb erscheinen. Sie bestehen offenbar zum grossen Theil aus Eisenoxyden, welche sich an den bei der Faltung entstandenen feinen Spalten als Zersetzungsproducte angesetzt haben. Die gelben Rutilnadelchen haben sich noch an den Rändern dieser Streifen hinzugesellt oder sich in der Nähe des feinen, oft bis zur Undurchsichtigkeit dichten Netzwerkes gruppiert. Hiezu treten noch die stellenweise angehäuften kohligen Flitter und die undurchsichtigen Flecken von Titanit. Die Beimengungen geben den Sericit-Chloritlagen die für das freie Auge im Querschnitte dunkelgrüne, fast schwarze Farbe.

Randlich schliessen an diese Bänder die Glimmermineralien, als zweite structurelle Einheit des Gesteins, verhältnissmässig breite Streifen von Quarz und Feldspath, die stark von Chlorit- und Sericitschüppchen (erstere hier vorwiegend) durchsetzt sind; das Mosaik zeigt undeutliche Parallelstructur. In Reihen angeordnete undurchsichtige Flecken von Sagenit und Titanit sind hier spärlicher vorhanden als in den glimmerreichen Lagen.

Die feldspathreichen Aggregationen sind wieder von in der Breite wechselnden, meist aber schmalen Lagen körnigen Quarzes durchzogen, welche die dritte structurelle Einheit bilden: in diesen sind zahlreiche Pseudomorphosen von Limonit nach Ankerit (?) eingestreut.

Diese dreierlei structurellen Einheiten sind nicht überall gleich scharf voneinander zu trennen; sie wechseln sehr in der Breite und sind in ziemlich willkürlicher Aufeinanderfolge gelagert. Oefters keilen sie abwechselnd aneinander aus.

Was die nähere mineralogische Charakterisirung der Bestandtheile betrifft, so ist über den Muscovit nichts Wesentliches zu bemerken. Der Chlorit ist auch hier Pennin.

Von Plagioklas, der sehr oft deutliche Zwillingstreifung zeigt, ergab der Färbeversuch etwas weniger als die Menge an Quarz. Die Lichtbrechung ist in allen Schnitten schwächer als die des Quarzes; wir haben also auch hier einen dem Albit nahestehenden Feldspath.

Die Quarzkörner sind klein und löschen manchmal undulös aus.

Turmalin ist im Gestein nicht gerade häufig und meist in Form rundlicher Körner vertreten. Manche von ihnen sind graublau und andere hellbraun, beide Varietäten lebhaft pleochroitisch; einzelne Körner sind auch graublau mit trübbräunen Flecken. Ausserdem finden sich noch sehr vereinzelt ganz kleine, krystallographisch wohl ausgebildete Säulchen mit schwachem, aber deutlichem Pleochroismus von farblos zu blassgraugrün.

Runde Körner von Apatit sind nur spärlich vorhanden.

Mittelst Jodmethylen wurden aus dem Gesteinspulver als schwerste Bestandtheile gefällt: Grosse Mengen von Limonit in Form unregelmässiger Körner, meist verwachsen mit Pyrit; ferner Rutil, sowohl in Form dunkelbrauner Körner, als auch als Sagenit und Titanit in Form weisser undurchsichtiger Körner. Ausserdem fanden sich

noch gelbbraune Bruchstücke eines doppelbrechenden Minerals mit achatartiger Bänderung, das Reactionen auf Zink und Schwefel ergab; sie gehören offenbar einem localen Neste von Wurzit an.

Am Wege von der Nassen Tuxalpe (Oberleger) (5) zu den Thorseen findet sich im Phyllit eine wenige Meter mächtige Einlagerung, welche auffallend reich an Calcit und Eisencarbonaten ist. Die letzteren geben durch die Verwitterung dem Gestein eine röthliche Farbe. Glimmerminerale (Sericit) sind nur in wenigen, sehr dünnen Lagen vorhanden. Der Querschnitt braust mit verdünnter Salzsäure befeuchtet.

U. d. M. sieht man ein unregelmässig körniges Gemenge von Calcit und Quarz, mit wenig, oft gestreiftem Plagioklas. Die Quarzkörner löschen fast stets undulös aus. Der Schliff ist durchwegs gefleckt von Limonit, welcher meist noch die rhomboëdrischen Umrisse des ursprünglichen Carbonates zeigt, oder auch die Kryställchen des letzteren randlich überzieht. Auch die Trennungsflächen der Quarzkörner und die dünnen Sericitbänder sind meist von Limonit braungefärbt.

Die grossen, unregelmässig begrenzten Calcitindividuen der zahlreichen Gänge dieses Gesteines zeigen eine sehr oft stark wellig gebogene Zwillingsstreifung. An den Rändern der grösseren Körner befindet sich ein feinkörniges Aggregat, welches als Resultat der Zerdrückung der Körner aufzufassen sein wird¹⁾.

Besonders reich an bis zu 2 Millimeter grossen Pyritkrystallen ist der dunkle, graphitreiche und quarzarme Phyllit vom Eingange in das Arzthal. An den Rändern der Pyritkrystalle ist hier ebensolcher neugebildeter Quarz als Bewegungsspur angesiedelt, wie das sonst bei den Pyriten der Kalkphyllite der Fall ist²⁾.

Es erübrigen noch einige Worte über die sogenannten Eisendolomite, welche diesen Quarzphylliten an zahlreichen Punkten in sehr verschiedener Mächtigkeit eingelagert sind. Die mächtigste dieser Einlagerungen befindet sich unmittelbar oberhalb der Grifflalpe bei Navis und bildet daselbst eine Gruppe schon von Weitem sehr auffallender rothbraun verwitternder Felsen. Diese kalkigen, meist aber eisenreichen Gesteine verdienen nicht immer den Namen von Dolomiten, denn sie sind oft sehr magnesiaarm. Am frischen Bruche ist das Gestein von mittlerem Korn krystallinisch, weiss- bis blassgelblich und enthält zahlreiche, sehr feine Schüppchen farblosen oder hellgrauen Glimmers. Auch grössere Quarzkörner sind stellenweise mit freiem Auge wahrnehmbar. Ein besonders untersuchtes Stück enthielt nach Schätzung auf eine qualitative Prüfung, Calcium, Magnesium und Eisen, etwa in einem Verhältniss wie 5 : 1 : 1. Der in Salzsäure unlösliche Rückstand macht ca. $\frac{1}{10}$ der Gesteinsmasse aus und besteht aus

¹⁾ Siehe die Abbildung bei Rothpletz, l. c. Lochseitenkalk mit Kalkstruktur, l. c. S. 250.

²⁾ Abbildung b. Termier: Vanois. S. 19.

Quarz und Glimmer. Die Glimmerschüppchen zeigen das charakteristische Axenbild des Muscovites, oft aber mit verhältnissmässig kleinem Axenwinkel. Die dunkleren Schüppchen sind sehr reich an Einschlüssen, ähnlich wie in den oben beschriebenen Kalkphylliten des Brenner.

Als Beispiel einer magnesiaarmen Einlagerung sei ein schmales Kalkband vom Naviser Joch angeführt; dasselbe enthält bei 6.2 Perc. aus Quarz und Glimmer bestehenden unlöslichen Rückstand, schätzungsweise nur etwa 1 Percent Eisen und noch bedeutend weniger Magnesia.

In den oben erwähnten „Eisendolomit“-Hügeln oberhalb der Griff-Alpe befindet sich der schon öfter in der Literatur erwähnte reichlich Kupfer führende Gang weissen späthigen Dolomites, welcher früher bergmännisch ausgebeutet worden war und von dem die betreffende Localität den Namen Knappenkuchl führt.

2. Quarzsericit-Granwacken und Schiefer¹⁾.

(Dyasformation.)

Die hier zu betrachtenden Gesteine sind als Resultate einer ungleich weit vorgeschrittenen Metamorphose aus einer meist ziemlich grobkörnigen Quarzbreccie anzusehen. Im Handstücke weichen die einzelnen Typen sehr stark von einander ab, doch kann im Felde, beim Vergleich grösserer Complexe dieser Gesteine, über deren Zusammengehörigkeit kein Zweifel entstehen.

Wo die Metamorphose am wenigsten vorgeschritten ist (Matrei an der Eisenbahn, Nord), haben wir ein compactes Conglomerat von rundlichen, weissen oder rosa und violett gefärbten Quarzkörnern vor uns, dessen Bestandtheile durch hellgrüne Sericitsubstanz verkittet sind; wenige Körner, an denen Spaltflächen sichtbar sind, gehören dem Orthoklas an. Die klastischen Bruchstücke haben hier stellenweise eine Länge bis zu 1 Centimeter. Eine Schieferung ist nicht vorhanden, dagegen kann man mit freiem Auge eine Andeutung einer Parallelstructur, wenigstens der Glimmerblättchen wahrnehmen. Bei weitgehender Veränderung stellt sich zunächst eine undeutlich wellige Schieferung ein (z. B. Pfonerbach, Gallenschroffen bei Navis). Der Hauptbruch zeigt eine Beschaffenheit, welche den Eindruck einer unregelmässigen Fältelung macht und von der gestreckten Form der die körnigen Quarzpartieen umschliessenden blassgrünen und fettbis seidenglänzenden Sericitmäntel herrührt. Im Querbruche sieht man deutlich einzelne ziemlich grosse klastische Quarzkörner, von denen einige rosa gefärbt sind.

Am verbreitetsten sind noch schieferigere Varietäten (Mieselkopf, Kreuzjöchel, Abhang des Serbelsspitz, Hirschstein), die Schieferungsflächen werden sehr ausgeprägt, unregelmässig bucklig, mit oder ohne Fältelung der feinen Sericitüberzüge. Die noch mit freiem Auge erkennbaren klastischen Reste sind meist nur klein und linsenförmig in

¹⁾ Sernifartige Schiefer nach Rothpletz.

die Länge gezogen. Manchmal ist das Gestein auch zu ziemlich dichten Quarziten (Matrei) und schön gefälteltem Quarzschiefer entwickelt. Doch kann man auch hier noch manchmal in kurzen, schmalen und blassrosa gefärbten Streifen der Quarzitlagen die Andeutung der ebenso gefärbten, ursprünglich klastischen und später in der Gesteinsmasse vermischten Quarz-Körner wiederfinden.

Das Gestein vom Pfonerbach enthält an der Oberfläche zwischen den Sericitfasern spärliche und sehr kleine Schmitzen von smaragdgrüner Farbe, dieselben gehören wahrscheinlich dem Fuchsit an. Leider war die untersuchbare Menge zu gering, um eine Chromreaction ergeben zu können.

Im Gebiete der nördlichen Schluchten des oberen Wehrach- (Weidenreich-) Baches bei Navis ist das Gestein in einen vollkommen schiefrigen, sehr feinschuppigen Sericitschiefer umgewandelt. Die Farbe des Sericits, der die unebenen Schieferungsflächen überzieht, ist blassgrün, stellenweise grasgrün, manchmal auch etwas gelblich gefärbt; der Glanz ist Fett- bis Seidenglanz. Die Schüppchen sind gleichmässig und sehr fein gefältelt. Zwischen dem Sericit befinden sich sehr dünne Lagen von Quarz, welche die Schieferung hervorrufen. Obwohl der letztere im Ganzen sehr feinkörnig ist, sind doch noch auf dem Querschnitte mit freiem Auge einzelne, verhältnissmässig grössere Quarzkörner klastischen Ursprungs erkennbar. Auf der Schieferungsfläche sieht man sehr viele kleine schwarze Punkte und Fleckchen; dieselben stellen sich u. d. M. als Gruppen und Nester von Turmalin heraus. Sehr kleine, mit freiem Auge aber noch wahrnehmbare gelbliche Fleckchen gehören dem Sagenit an.

Etwas abweichend sind manche Partien dieses Horizontes in der Nähe von Hinterdux und gegen das Schmirnerjoch zu entwickelt. Auch hier sind grössere klastische Reste in manchen schuppigschieferigen Lagen sehr reichlich vorhanden. Doch ist der Sericit meist viel dunkler grün oder auch grau gefärbt; die blassrosa farbigen Quarzkörner sind auch hier stellenweise wieder zu finden.

U. d. M. lässt sich an verschiedenen Beispielen sehr gut die stufenweise fortschreitende Metamorphose beobachten. Wir sehen Hand in Hand mit der Veränderung der makroskopischen Structur der Gesteine einen Zerfall der allothigenen Bestandtheile und die Neubildung authigener Minerale vor sich gehen. Die grösseren Körner werden theils mechanisch zertrümmert, theils auch einer chemischen Umwandlung unterworfen (Orthoklas) und die neugebildeten oder wieder gebildeten Substanzen setzen sich in denjenigen Lagen und an denjenigen Stellen an, an welchen sie durch den herrschenden Gebirgsdruck im Wachstum am wenigsten gehindert sind. Hiedurch wird die Structurveränderung des Gesteins hervorgerufen. In den letzten Endgliedern der Metamorphose ist die ursprünglich klastische Natur des Gesteins bis nahe zur Unkenntlichkeit verwischt.

Bei dem verrucanoartigen Gesteine von Matrei (1) sieht man u. d. M. die Quarz- und Orthoklaskörner ziemlich enge aneinander gelagert und von einem oft sehr dünnen Sericitfaserband getrennt. (Taf. XIII, Fig. 2.) Was man an schwacher Richtungsstructur mit freiem

Auge wahrnimmt, verschwindet im mikroskopischen Bilde vollständig. Wird das Gestein schiefriger (Pfonerbach (2), Gallenschroffen (3), Klammnspitz (4), so sammelt sich das Sericitcement zu scharf begrenzten feinfaserigen Strängen, welche linsenförmige Parteen von Quarz oder Orthoklas umschliessen. Diese Linsen bestehen theils aus einzelnen grösseren deformirten Körnern und theils aus feinkörnigen Quarzaggregaten. Die letzteren enthalten meist in ihrem Inneren noch sehr feine Glimmerschüppchen und sind offenbar authigener Natur. Oft kommt es vor, dass derartige Linsen in ihrer breitesten Mitte ein grösseres klastisches Quarzkorn augenartig eingelagert haben, der körnige Quarz ist dann um dasselbe neugebildet¹⁾. (Taf. XIII, Fig. 1.)

Dieses, die Quarzparteen umschliessende Netz von Sericitfasersträngen, dessen Maschenweite und Bänderstärke ausserordentlich wechselt, wird nun bei immer fortschreitender Entwicklung feinkörnigen Mosaiks auf Kosten der grösseren Körner, gleichsam immer mehr einseitig verzogen, bis die Faserstränge nahezu gleichmässige parallele dünne Lagen bilden (Oberer Wehrachbach (5), die nur stellenweise zu breiteren welligfaserigen Bändern gestaut sind. Die Hauptgesteinsmasse besteht hier aus einem ziemlich gleichmässigen Quarzmosaik, in welchem nur wenig grössere, unregelmässig begrenzte Quarzkörner eingestreut sind. Dieselben heben sich besonders gut unter gekreuzten Nikols von der Umgebung ab. Im unpolarisirten Lichte ist ihre Grenzlinie nicht gut wahrnehmbar, doch unterscheiden sie sich von der Umgebung durch ihren Reichthum an Einschlüssen, so dass sie als trübe Flecken erscheinen.

Der Quarz macht in allen Varietäten die Hauptmasse des Gesteins aus, u. zw. ist er bei den verrucano-artigen Varietäten klastischer, bei den schiefrigen Varietäten aber authigener Natur. Es lassen sich jedoch auch bei ersteren an den Rändern der Körner Neubildungen beobachten. Letztere sind meist ebenso orientirt, wie die Krystallbruchstücke, an denen sie sich angesetzt haben. Es ist dies dieselbe Erscheinung, welche schon vor längerer Zeit Irving und Van Hise²⁾ zuerst von vielen archaischen, aber ungestörten Quarziten aus der Umgebung des Oberen- und Michigan-Sees beschrieben haben; nur ist bei unseren Beispielen das eine zu bemerken, dass die neugebildeten Quarze zahlreiche Einschlüsse von Glimmerschüppchen enthalten, so dass die klastischen Quarzkörner an den Rändern nicht scharf begrenzt sind, sondern allmählig in das umgebende Sericitcement übergehen.

Die klastischen Quarze löschen fast stets undulös aus, während die Neubildungen fast nie derartige Druckerscheinungen zeigen. Die Auslöschung ist sehr oft streifig wandernd, was darauf hindeutet, dass der Quarz sich durch den Druck in einzelne Stengel sondert.

Ausser der gewöhnlichen undulösen Auslöschung zeigen fast alle klastischen Quarzkörner die bereits mehrmals beschriebene ungemain

¹⁾ Etwas ähnliches bildet Schmidt, Fig 14 ab.

²⁾ Irving and Van Hise. On Secondary enlargement of Mineral Fragments in certain rocks. Bull. of the U. S. Geol. Surv. Nr. 8. 1884 u. Van Hise; Upon the Origin of the Mica-schists and black Mica-slates of the Penokee-Geyebic-Ironbearing Series. Amer. Journ. of Science. (3). XXXI. 453. June 1896.

feine parallele Streifung¹⁾, dieselbe ist sowohl im einfachen als auch im polarisirten Lichte wahrnehmbar. Im ersten Falle heben sich diese Streifen durch schwächere Lichtbrechung, in letzterem Falle durch schwächere Doppelbrechung, also durch den etwas abweichenden Farbenton, von den umgebenden Krystallpartieen ab. Die Lamellen sind fast immer parallel der Auslöschung, u. zw., wie das Gypsblättchen lehrt, senkrecht zur Hauptaxe. Die Abweichungen, welche stellenweise vorkommen, betragen nur wenige Grade. Nur einen einzigen Fall konnte ich finden, in welchem dieselben bis zu 30° gegen die Hauptaxe geneigt waren. Wo die Auslöschung beim Drehen des Tisches streifig wandert, sind die Lamellen dementsprechend sanft gebogen. Uebereinstimmend mit den Angaben der genannten Autoren fand ich, dass sich eine grosse Anzahl dieser Streifen bei starker Vergrösserung in Reihen sehr feiner Einschlüsse auflösen lässt, die beim Drehen der Mikrometerschraube wandern. Diejenigen Streifen, welche sich nicht in dieser Weise auflösen lassen, erscheinen bei stärkerer Vergrösserung nicht breiter, sondern lösen sich wieder in eine Reihe noch feinerer Streifen auf. Sie sind jedoch immer schwächer lichtbrechend als die Umgebung und wir können wohl, wie bereits A. v. Böhm gethan hat, auch diese als Wände von noch feineren Einschlüssen, deren Natur sich nicht näher bestimmen lässt, betrachten. Wir werden wohl nicht fehl gehen, wenn wir annehmen, dass diese Erscheinung mit dem Drucke, welchen das Gestein erlitten hat, in Zusammenhang steht.

Der ursprüngliche, klastische Quarz enthält zahlreiche Züge von feinen Flüssigkeitseinschlüssen, welche an manchen Stellen undeutlich dihexaedrischen Umriss zeigen. Einzelne Körner enthalten auch grosse Schüppchen von Hämatit, von denen ihre makroskopisch blassrothe Farbe herrührt.

Nachträglich entstandene Einschlusszüge durchsetzen oft mehrere Körner mit verschiedener Orientirung, von denen die einen Hämatiteinschlüsse enthalten und die anderen nicht. Einzelne der Züge setzen sich in Form von Sprüngen in die umgebenden Mineral-Körner fort.

Der an den Rändern der Körner neugebildete Quarz enthält, wie bereits erwähnt, zahlreiche Sericitschüppchen; die feinen Flüssigkeitseinschlüsse fehlen ihm. Oefter sind auch einschlussreiche Quarzkörner von offenbar auf Sprüngen neuentstandenen einschlussfreien Zonen durchquert. Manchmal enthalten diese Neubildungen grosse unregelmässige Gasporen.

Auch als Ausfüllung von zahlreichen Gängen tritt der Quarz in körniger Aggregatform auf; die Gangränder sind dann entsprechend den anlagernden Quarzkörnern orientirt, so dass die Gänge in den gekreuzten Nikols undeutlicher werden. In ihrer Mitte enthalten sie meist Reihen von grossen unregelmässigen Gasporen und von kleinen undurchsichtigen Erzpartikelchen.

¹⁾ Kalkowsky. Die Gneissformation des Eulengebirges 1878, S. 28. Böhm. Die Gesteine des Wechsels. Tschermak's Min. Mitth. 1883, S. 201. Kück. Beiträge zur Petrographie des Westafrikanischen Schiefergebirges. Tschermak's Min. Mitth. 1886, S. 101, 107, 118. Walter-Bergit. Beitrag zur Petrographie der Sierra Nevada de Sancta Marta. Becke. Min. Mitth. 1889, S. 293.

Orthoklas nimmt bei fortschreitender Metamorphose an Menge immer mehr ab. In dem verrucano-artigen Gestein von Matrei bildet er, wie der Färbeversuch gezeigt hat, nicht ganz $\frac{1}{4}$ der Gesteinsmasse, bei dem schiefriigen Gesteine vom Wehrachbach hingegen wurden durch denselben Versuch nur sehr wenige und sehr kleine, manchmal in Reihen geordnete Orthoklaskörner beobachtet. Auch am ungeätzten Schlicke sind die Körner vom Quarz durch die von zahlreichen Einschlüssen herrührende Trübung leicht zu unterscheiden; meist sind sie von breiten Kreuz- und Querrissen und Sprüngen durchzogen, welche nicht in das umgebende Gestein fortsetzen und immer von Quarzsubstanz in Gangform mit den entsprechenden Einschlüssen angefüllt sind. An den Rändern zeigen diese Ausfüllungen oft dieselbe optische Orientirung, wie der Quarz der Umgebung, und stellenweise ist auch feinschuppiges Sericitmaterial in die Sprünge eingedrungen. Hieraus ergibt sich, dass diese Risse erst im Gestein entstanden sind und nicht bereits vor der Einbettung des Orthoklas in dasselbe vorhanden waren. (Taf. XIII, Fig. 2.)

Die Schliif-Fläche der Körner zeigt sehr deutliche Spaltrisse. Die Auslöschung ist meist in den einzelnen Individuen im Ganzen einheitlich, oft aber über die ganze Fläche hin gleichmässig fleckig. Man sieht, dass sich der Feldspath dem Drucke gegenüber anders verhält als der Quarz.

An manchen Stellen und besonders in den stark schieferigen Gesteinsformen ist der Feldspath stark durchsetzt von feinen nadelartigen Sericitschüppchen und zeigt so den Beginn der Zersetzung an. Authigener Feldspath ist nirgends vorhanden.

Der Sericit ist unter dem Mikroskop farblos und stark doppelbrechend. Abgelöste Schüppchen ergeben ein in Folge der Fältelung stark gestörtes Interferenzbild; doch scheint der Axenwinkel kleiner zu sein, als dies sonst beim Muscovit der Fall ist.

In manchen Varietäten (2 und 3) enthält derselbe stark pleochroistische hellbraune Flecken; dieselben dürften von einem Pigment zersetzter Eisenverbindungen herrühren.

Die accessorischen Mineralien werden bei zunehmender Metamorphose häufiger und mannigfaltiger. Unter diesen sind zunächst sehr allgemein der Apatit in Form kleiner rundlicher Körner oder kurzer, sechsseitiger Säulen. Titanit und Zirkon treten ebenso wie Turmalin in den hochgradiger metamorphen Varietäten nur spärlich auf. Letzteres Mineral in Form von unregelmässigen, oft zertrümmerten Körnern mit lebhaftem Pleochroismus von farblos zu trübe olivengrün, oder hell zu dunkelgraublau.

Die mit freiem Auge wahrnehmbaren zahlreichen Turmaline im Sericitschiefer vom oberen Wehrachbache (5) wurden bereits oben erwähnt. U. d. M. sieht man einerseits isolirte, unregelmässig begrenzte, oder kurzsäulenförmige Individuen, mit starkem Pleochroismus von röthlichbraun zu schwarz, oder von farblos zu bläulichgrün; andererseits Gruppen und Nester solcher Körner, welche oft so dicht und feinkörnig sind, dass sie das Licht gar nicht mehr durchlassen und auch bei stärkster Vergrößerung keine Individuen erkennen lassen. Diese undurchsichtigen Flecken sind von den ihnen meist zugesellten

Flecken von Sagenit durch ihre im auffallenden Lichte dunkelgrau-blaue Farbe leicht zu unterscheiden, während jene, wie schon erwähnt, hellgelb gefärbt sind und sich am Rande bei starker Vergrößerung in die charakteristischen Nadelchen auflösen.

Rhomboëdrische Carbonate und deren Limonitpseudomorphosen gehören den zahlreichen Quarzgängen des Gesteins an.

Carbonquarzit von Hinterdux.

Das, wie oben erwähnt, makroskopisch zum Theil etwas abweichend entwickelte Gestein dieses Horizontes von Hinterdux ist in manchen Lagen auffallend reich an bis Pfefferkorn grossen Feldspathkörnern. Die Glimmer, welche durch parallele Lagerung partienweise eine unvollkommene Schieferung hervorrufen, sind hellgrün oder hellgrau gefärbt. U. d. M. sieht man, dass Quarz und Feldspathkörner in der feinkörnigen, aus Quarz und Sericit gebildeten Masse porphyrisch eingelagert sind.

Der Feldspath, welcher wohl zum grossen Theil aus Orthoklas besteht, zeigt oft Andeutung einer ungleichmässigen und wolkigen Mikroklingitterung; oft ist am Rande der Körner eine feine, sich gegen das Innere verlierende Zwillingstreifung zu sehen. Die Körner sind fast stets ganz erfüllt mit kleinen Sericitschüppchen und auf Sprüngen und Gängen von Sericitmaterial durchzogen. Auch wenige schön-gestreifte, wahrscheinlich klastische Plagioklaskörner wurden im Schlicke beobachtet. Accessorisch findet sich sehr reichlich Titanit in oft ziemlich grossen Körnern und die bekannten rhomboëdrischen Carbonate.

In dem von obigen Typen makroskopisch etwas abweichend entwickelten grünen, dann eben schiefri-gen und quarzärmeren Sericitschiefer, (7) welcher an dem Wege von Hinterdux auf das Duxer Joch ansteht, sieht man u. d. M. ein Bild, welches dem von dem obigen Gesteine, wie etwa das vom Pfoner Bach oder Klammspitz, ausserordentlich ähnlich ist. Nur ist hier der stark doppelbrechende Sericit blassgrün gefärbt und, wenn auch schwach, doch deutlich pleochroitisch. Turmalin und Sagenit fehlen zwar hier, dafür sind aber Gruppen von tropfenförmigen und eckigen Titanitkörnern in Verbindung mit undurchsichtigem Leukoxen hier sehr verbreitet. Von Bedeutung ist ferner, dass in diesem Gestein mehrmals grössere, farblose Muscovitleisten, offenbar klastischer Natur beobachtet wurden¹⁾.

3. Tarnthaler Quarzitschiefer.

Dieses auffallende Gestein tritt, wie erwähnt, an vielen Punkten (Matrei, Mieslloch) zusammen mit den eben beschriebenen Sericitschiefern auf und überlagert dieselben. Am auffallendsten und in grösster zusammenhängender Ausdehnung erscheint es aber auf der Höhe der Tarnthaler Köpfe, wo es unmittelbar unter dem die zerklüfteten Gipfel bildenden Serpentin liegt. Es enthält hier, wie auch

¹⁾ Klast. Biotitschuppen erwähnt Milch. Beiträge zur Lehre von der Regionalmetamorphose. Neues Jahrb. f. Min. 1894. Blg. Bd. X. S. 406.

an anderen Punkten dünnplattige, bräunlichgelbe, dolomitische Einlagerungen. Die untersuchten Typen stammen von den Tarnthaler Köpfen.

Structurell besteht das Gestein vorwiegend aus wechselnd dicken, für das freie Auge vollkommen dicht erscheinenden Platten, welche mit dünschiefrigen, phyllitischen Lagen abwechseln. Die Farbe ist meist apfelgrün, diejenigen Stellen aber, an denen Hämatit angereichert ist, sind broncefarben bis schwarz; die grüne und die braune Färbung wechseln sehr oft miteinander, sowohl im Grossen als auch innerhalb der einzelnen Bänke.

Auf den meist uneben welligen, aber glatten Trennungsflächen der dünnen Platten ist sehr oft ein graubrauner, ungemein fein gefalteter Glimmer ausgeschieden. Losgelöste Schüppchen desselben zeigten ein Interferenzbild mit sehr kleinem Axenwinkel. Die Bořický'sche Probe ergab eine ziemliche Menge Kalium und etwas weniger Magnesium und Natrium. Wir haben demnach hier einen Glimmer vor uns, welcher sich dem Biotit nähert. Seine Farbe rührt zum Theil von zahlreichen Einschlüssen her, welche theils die Form sehr kleiner Nadelchen haben, theils sind sie als grössere, rothe Schüppchen von Eisenglanz erkennbar.

Vereinzelt finden sich zwischen diesen Glimmern auch grössere, makroskopisch wahrnehmbare Chloritschuppen. Sehr kleine smaragdgrüne Schmitzen auf den Schieferungsflächen dürften auch hier als Fuchsit zu deuten sein¹⁾.

Die dichten Bänke bestehen, wie das Mikroskop lehrt, aus einem sehr feinen körnigen Aggregate, dessen Bestandtheile sich wegen ihrer ausserordentlichen Kleinheit nur sehr schwer optisch untersuchen lassen.

Die Hauptmasse bildet der Quarz, dessen kleine, sich nur unter gekreuzten Nikols voneinander abhebende Körnchen eine undeutliche Richtungsstructur erkennen lassen. Im einfachen Lichte verleihen aber dem Gestein die zahlreichen kleinen Schüppchen der Glimmermineralien eine ausgeprägte Parallelstructur; dieselben sind zwischen den Quarzkörnern mehr oder weniger schütter eingestreut, stellenweise aber auch zu dichten Streifen zusammengedrängt. Die grössere Menge derselben gehört ihren optischen Eigenschaften nach dem Sericit an; ein Theil ist durch die grünliche Farbe und schwache positive Doppelbrechung als Chlorit charakterisirt. Ausserdem finden sich nicht selten stark licht- und schwach doppelbrechende Leistchen mit deutlich positivem optischen Charakter; man möchte hiernach auf einen Sprödglimmer schliessen. Ein zweimaliger Versuch, diese Schüppchen aus dem Gesteinspulver mittels Flusssäure zu isoliren, misslang, ebenso wie der, dieselben durch schwere Flüssigkeit zu fallen; hieran mag wohl die ausserordentliche Feinheit derselben schuld sein. Es lässt sich also über dieses Mineral nichts absolut Sicheres sagen.

¹⁾ Pichler führt Gerölle von dunkelrothem Jaspis aus der Sill an, welche aus diesen Schieferungen stammen sollen. Neues Jahrb.. 1877. S. 63.

Sehr verbreitet ist Turmalin in Form kleiner, kurzer oder länglicher Säulchen (lebhafter Pleochroismus: hell- zu dunkelblau) oder ungemein feiner Nadelchen. Derselbe bildete zusammen mit einigen wenigen Granatkörnern den ziemlich reichlichen Rückstand des in Flusssäure aufgelösten Gesteinspulvers. Die feinsten Nadelchen lassen wohl keine nähere optische Bestimmung zu, da aber die Probe auf Titan ein negatives Resultat ergab, ist es nicht wahrscheinlich, dass wir es hier der Hauptmasse nach mit Rutil zu thun haben.

Apatit in Form kleiner Körnchen, oft mit sechsseitigem Umriss, ist im Gestein sehr stark verbreitet.

Das stellenweise sehr reichliche Auftreten von Hämatit wurde schon erwähnt. Die rothen Schuppen haben oft sechsseitigen Umriss und glänzen im auffallenden Lichte stark metallisch.

Limonit tritt wie gewöhnlich in Form rhomboëdrischer Pseudomorphosen auf.

Zu erwähnen sind noch einige Flecken eines wenig durchsichtigen, im auffallenden Lichte spangrünen Minerals, das in den hämatitreichen Zonen spärlich vorkommt; es gelang nicht, dasselbe durch schwere Flüssigkeit zu sondern und so fehlt mir zu seiner Bestimmung jeglicher Anhaltspunkt.

4 Serpentine, Talkschiefer und Chloritschiefer.

Die Stellen des Auftretens grösserer zusammenhängender Serpentinpartieen in unserem Gebiete sind: 1. Am Schlossberg bei Matriei und bei der Kirche von Pfons. 2. Am Fusse des Mieselkopfes gegen das Mieseljoch zu und 3. am Gipfel des Reckner.

Alle drei Vorkommnisse treten in Form linsenförmiger, rasch auskeilender Anschwellungen innerhalb der grünen Tarntaler Quarzitschiefer auf. Am mächtigsten ist der Serpentin in den Tarntalerköpfen, deren höchster Gipfel (Reckner) ein vortreffliches Bild der für dieses Gestein so charakteristischen wilden und zerrissenen Verwitterungsformen gewährt. Der Gipfel selbst besteht aus gewaltigem Blockwerk und auch die Trümmerhalden unterhalb desselben gegen die Geierspitze zu sind mit den schwarz und dunkelgrün oder rothbraun verwitternden Blöcken dieses Gesteins bedeckt. (S. die Zeichnung Taf. XII.) Am unscheinbarsten und wenig aufgeschlossen ist das Vorkommen am Fusse des Mieselkopfes. Bei Matriei steht der Serpentin am Fusse des Schlossberges an (s. Profil S.601) und zieht sich durch die Schlucht des Pfoner Baches bis gegen die Kirche von Pfons. In der Nähe dieser Kirche werden die den Serpentin begleitenden opicalcitartigen Gesteine gebrochen; daselbst sind die Serpentine auch von mannigfachen, zum Theil quarzitischen Talk- und Chloritschiefern begleitet.

Da die Serpentine von Matriei mit Berücksichtigung derer aus den Tarntaler Köpfen schon mehrmals Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchung gewesen sind, und da sich die Gesteine vom Mieseljoch in ihrem petrographischen Charakter an die übrigen Vorkommnisse enge anschliessen, kann hier von einer eingehenden Beschreibung Umgang genommen werden und will ich mich nur auf einige wenige

zum Theile wiederholende Bemerkungen über diesen Gegenstand beschränken.

Seit den Beschreibungen von Drasche und Hussak¹⁾ hat in allerneuester Zeit Professor J. Blaas²⁾ eine sehr eingehende Darstellung der Vorkommnisse von Matrei und insbesondere der Verhältnisse in dem Pfonser Steinbruche geliefert.

So interessant und anregend die detaillirten Studien des letztgenannten Autors sind, scheinen mir doch die Schlussfolgerungen in Bezug auf das genetische Verhältniss der Serpentine und Chlorit-schiefer daselbst, welche einer grossen Zahl von Erfahrungen über die Beziehungen dieser Gesteine von anderen Orten widersprechen, durch die gegebene Darstellung nicht in genügendem Masse erwiesen. Der Autor gelangt nämlich zu folgendem Schlusse: „Feldspath- und chloritführende Schiefer unterlagen einer intensiven mechanischen Deformation, mit welcher verbunden ein durchgreifender chemischer Umsatz des ursprünglichen Mineralbestandes erscheint. Der Feldspathbestandtheil verschwindet, der chloritische verliert mehr und mehr seine Thonerde, wodurch das Serpentinmolekül desselben herrschend wird.“

Im Nachfolgenden will ich, ohne meiner Ansicht mehr Gewicht anzumassen als der des Herrn Prof. Blaas, das Bild darlegen, welches ich mir von den genetischen Beziehungen zwischen Serpentin und Chloritschiefer gemacht habe.

Wie bereits im tektonischen Theil erwähnt wurde, liegen die Serpentine innerhalb der grünen Tarnthaler Quarzitschiefer. Die petrographischen Charaktere derselben sind, wie schon aus früheren Arbeiten ersichtlich ist, in Kürze folgende:

1. Die Serpentinmasse erweist sich an denselben Stellen u. d. M., wie schon Drasche und Hussak hervorgehoben, in Folge ihrer feinfaserigen Maschenstructur als zu den Olivinserpentinien gehörig. Ich konnte zweierlei Ausbildung dieses Maschennetzes an verschiedenen Schlfen beobachten. An manchen bläss gefärbten Varietäten sieht man zwischen nahezu farblosen, sehr kleinen Kernen, dünne, ebenfalls farblose, aber oft von verhältnissmässig breiten, grünlichen Bändern begrenzte, nur wenig stärker doppelbrechende Streifen hindurchziehen. Unter gekreuzten Nikols sind nur graublau Farbentöne zu sehen. Die Fasern zwischen den Maschen löschen streifig aus. Die Maschenkerne bleiben nahezu dunkel, auffallend treten an manchen Stellen die oben erwähnten, mehr grün gefärbten Parteen hervor, indem dieselben ausserordentlich fein radial faserige, ziemlich regelmässige, stärker leuchtende Kränze um die dunklen Maschenkerne bilden. Die Erze liegen hier nicht in der Mitte der Maschengänge, sondern sind in grösseren Körnern mit krystallographischen Umrissen im Gestein zerstreut. Obwohl in der Hauptmasse des Gesteins die

¹⁾ Drasche. Ueber Serpentin und serpentinähnliche Gesteine. Tschermak. Min. Mitth. 1871, S. 2. Hussak. Ueber einige alpine Serpentine. Ebenda 1883, S. 72 ff.

²⁾ J. Blaas. Ueber Serpentin und Schiefer aus dem Brennergebicte. Nova Acta der kais. Leop.-Carol. Deutschen Akademie der Naturforscher. Bd. LXIV, Nr. 1, 1894.

Olivinmaschenstructur unverkennbar ist, erinnern einige Partien dieser blass gefärbten, schwach doppelbrechenden Schiffe (vom Reckner), namentlich unter dem Analysator, in Folge der Balkenform der leuchtenden Partien stark an Antigoritserpentine¹⁾.

Die zweite Form der Maschenstructur stimmt vollkommen mit der ausführlichen Beschreibung überein, welche Becke von der Maschenstructur des Serpentin von Nezeros in Thessalien gegeben hat²⁾.

Die Mitte der Maschen-Bänder wird fast stets von undurchsichtigen Streifen von Magnetit und Chromit gebildet. Der Magnetit ist oft in Form scharfer Octaëderchen ausgebildet; stellenweise kommen auch Pyritkryställchen vor. Die dunklen Erzstreifen sind zu beiden Seiten von blassgrünen, ziemlich breiten Streifen faseriger, verhältnissmässig stark doppelbrechender Substanz begleitet. Das Innere der Maschen ist farblos und schwach doppelbrechend.

2. Von der Hauptmasse des Serpentin unterscheiden sich sehr deutlich die Partien, welche sich durch ihre Structur als serpentinisirte Augitsubstanz zu erkennen geben³⁾. Diese Partien, welche in manchen Schriffen ganz fehlen und in anderen in grösserer Menge angereichert sind, sind verworren-faserig, farblos und schwach doppelbrechend. Sie sind von einem Systeme von dünnen Adern durchzogen, welches in einem einzelnen Krystallreste stets gleichmässig auslöscht. Dieses System besteht aus Adern zweierlei Natur; die einen treten schon in einfachem Lichte sehr deutlich hervor und sind haarscharf und streng geradlinig parallel, manchmal leiterartig überspringend; sie entsprechen offenbar den Ebenen chemischer Schwäche des ursprünglichen Augitminerals. Die zweite Form der Adern wird erst unter gekreuzten Nikols sichtbar, es zeigt sich dann zwischen der faserigen Serpentinmasse ein ganz unregelmässiges Netz heller Adern, welches bei der Drehung zugleich mit den oben angeführten geradlinigen Adern verdunkelt. Das letztere Adernetz stellt offenbar die Umwandlung des ursprünglichen Netzes von Rissen und Sprüngen dar, von welchem der Krystall durchzogen war. Stark licht- und doppelbrechende Reste des farblosen Augitminerals sind an vielen Stellen erhalten. Die Ersetzung der Substanz durch Serpentinfasermaterial auf den Spaltflächen ist schon überall eingetreten. Die Stücke sind von sehr zahlreichen Rissen nach verschiedenen Richtungen durchzogen, welche manchesmal durch parallele Anordnung in der Richtung einer zweiten Spaltbarkeit mehr hervortreten. Auch diese Risse sind an mehreren Stellen bereits durch schwach doppelbrechendes Serpentinmaterial ersetzt. Die Form der Reste ist äusserst unregelmässig; es bestehen dieselben aus grösseren oder kleineren eckigen und ausgebuchteten Partien und Körnergruppen in der Mitte oder am Rande der umgewandelten Masse, sehr oft ist aber diese letztere ganz erfüllt von gleichmässig vertheilten, sehr kleinen, unregelmässig eckigen oder tropfenförmigen Körnchen, welche zugleich mit

¹⁾ Es wurden die Originalschiffe von Hussak vom Sprechenstein bei Sterzing verglichen. (Dünn-Schliff-Sammlung der k. k. geol. Reichs-Anst.)

²⁾ Becke. Gesteine von Griechenland. Tschermak's Min. Mitth. I. Bd., 1878, S. 470.

³⁾ Vgl. die Abbildungen bei Blas l. c. Taf. II, Fig. 5 und 6.

den grösseren erhaltenen Parteeen auslöschen und sich dadurch ebenfalls als Reste desselben Minerals zu erkennen geben. Die Auslöschung von circa 40° lässt einen diallagartigen Augit vermuthen.¹⁾

3. Neben diesen Augitresten finden sich noch die wohlunterscheidbaren, sehr fein parallelgefaserten Parteeen, welche von Hussak als Bastit bezeichnet und als Pseudomorphosen nach Bronzit aufgefasst wurden. Wie Blaas ausführlich dargelegt hat, gehören sie zum Fasernserpentin und sind mineralogisch mit dem hier auch sonst ziemlich verbreiteten Chrysotil identisch. Sie sind besonders häufig in einem Schlicke vom Miesljoche. Die Faseraggregate löschen wolkig ungleichmässig, aber im allgemeinen gerade aus. Die Doppelbrechung ist relativ hoch. Randlich sind sie ausgefrant und gehen in sehr feinverworren faserige, blassgrünliche Serpentinsubstanz über.

4. Die ganze aus obigen Elementen zusammengesetzte Gesteinsmasse ist nach allen Richtungen von wechselnd breiten Strömen sehr blass grünlicher, nahezu farbloser, feinfaseriger Substanz durchzogen. Die Ströme verlaufen unregelmässig wellig, theilen sich öfters und unschliessen manchmal selbst inselartige unzersetzte Reste des Augitminerals; öfter keilen sie auch spaltenartig aus. Wenn sie eine grössere Partie der parallelgestreiften Pseudomorphosen durchqueren, so halten sie auf längere Strecken die gerade Richtung der gleichgefärbten parallelen Streifen der letzteren ein, nehmen aber nicht an der geraden Auslöschung des älteren Adernetzes theil.

Blaas bezeichnet diese schwach blaugrau polarisirende Substanz, welche offenbar später entstandene Klüfte ausfüllt, sehr richtig als regenerirten Serpentin und stellt dieselbe zu den Fasernserpentin Metaxit und Pikrosmin.

Sehr feine, farblose, stark doppelbrechende Schuppen, welche manchenmal an den Rändern des Augitminerals angesiedelt sind, manchmal auch isolirte Streifen bilden, dürften dem Talk angehören.

Diese, allem Anscheine nach aus Olivin hervorgegangenen Serpentine sind noch bei Matri und am Miesljoche durch den Gebirgsdruck einer bedeutenden brecciösen Zertrümmerung mit neuerlicher Verkittung durch (zugeführten?) Calcit unterlegen. Besonders schöne derartige Serpentinbreccien sieht man am Fusse des Mieslkopfes. Das Gestein besteht aus erbsen- oder nussgrossen, unregelmässigen, dunkelgrünen Serpentinbrocken, welche durch 0.1—0.5 Centimeter breite Bänder schneeweissen faserigen Calcites getrennt sind. Die Fasern stehen oft quer auf der Kluffläche, oft laufen sie derselben entlang; sehr oft sind dieselben wellig verbogen. Die Serpentinbrocken selbst sind sehr stark zerklüftet und leicht zerbrechlich; an der Oberfläche sind sie oft chloritartig blättrig, und an manchen Stellen hat sich weisses, seidenglänzendes, sehr feinschuppiges und sehr weiches, talkartiges Material angesiedelt. Auch die hellgrünen Pseudomorphosen des augitartigen Minerals sind mit freiem Auge sehr gut sichtbar. U. d. M. sieht man diese Serpentinstücke so reichlich von dem unter 4.

¹⁾ Blaas stellt dieses Mineral auf Grund chemischer Analysen in die Gruppe des Akmit und Aegirin.

beschriebenen regenerirten Serpentin durchzogen, dass letzterer stellenweise nahezu die Hälfte der Gesteinsmasse ausmacht. Dabei ist zu beobachten, dass die Züge desselben im Allgemeinen eine parallele Richtung einhalten. Das ursprüngliche Maschennetz ist dadurch zerstört; die Erzstreifen, welche den innersten Theil der lagenweise geordneten Maschenzüge gebildet haben, sind theils wolkg aufgelöst, theils haben sie sich nach neuen Richtungen streifig angesammelt. Die feinfaserigen Lamellen der Pseudomorphosen sind öfters verbogen. An manchen Stellen sieht es aus, wie wenn das Maschennetz einseitig auseinandergezogen oder zusammengedrückt worden wäre.

Im Steinbruche bei Pfons ist die Zertrümmerung und Zerdrückung des Serpentins anscheinend noch weiter gegangen und war die Durchträngung mit Calcit noch reichlicher. Die starke Verbiegung der Fasern des Calcits ist an grösseren Individuen mit freiem Auge sehr gut zu sehen. Es ist auch leicht einzusehen, dass diese Gesteine ihre stellenweise sehr ausgeprägte schiefrige Natur der leichteren Krystallisation ihrer Bestandtheile in der zum Maximum des Druckes senkrechten Richtung zu verdanken haben.

Was die im Calcit eingeschlossenen Bruchstücke betrifft, lassen dieselben, wie schon Blaas hervorhebt, alle Uebergänge vom Serpentin zum Chlorit beobachten. Makroskopisch sieht man eine meist dunkel-lauschgrüne, dichte, stets sehr weiche Masse in isolirten Parteen, welche unter dem Mikroskope sehr blassgrün oder farblos, verworren-feinfaserig und optisch isotrop erscheint. Bei anderen Parteen kann man dann eine schwache, dunkel röthlichbraune oder dunkelviolette Aufhellung beobachten, bis man zu wohl ausgebildeten Gruppen schwach dichroitischer grüner Chloritschuppen gelangt, welche im grobkörnigen Calcit eingebettet sind. Solche Chloritcalcitgesteine enthalten meist sehr reichlich Pyrit und Kupferkieskrystalle; die Calcite, welche oft grosskörnig werden und über die Chloritmassen überwiegen, sind parteenweise durch die Eisenauswitterung sehr stark rothbraun gefleckt.

Die stark schieferigen Varietäten mit feinerem, aber immer noch sehr grobem Korne sind erfüllt von bleigrauen bis silbergrauen, auch hellgrünen, sehr weichen, schuppigen und biegsamen Talkmassen mit unregelmässigen Oberflächen. U. d. M. erscheinen sie farblos und sehr stark doppelbrechend; sie sind von dunkeln punktartigen Erzbestandtheilen ganz erfüllt. Grünliche Chloritparteen sind ihnen in der Regel beigeiselt. Daran, dass diese Talkparteen bei der Isolirung durch Salzsäure in einzelne knollige, Linsen von blätterigem Habitus auseinanderfallen, ist vielleicht zu sehen, dass dieselben aus einzelnen kleinen Serpentin-Trümmern hervorgegangen sind. Die Probe mit Flusssäure ergab Magnesium und auch Aluminium, aber keine Alkalien. Vor dem Löthrohre mit Kobaltsolution färbt sich das Mineral, wie auch Blaas bemerkt, blassrosa. Axenbilder konnte ich wegen der feinen Fältelung und der schwierigen Ablösbarkeit der biegsamen Blättchen nicht wahrnehmen.

Die Chlorite stellt Blaas auf Grund chemischer Analysen zum Prochlorit. Ich konnte sowohl Schüppchen von positivem, als auch solche von negativem optischen Charakter beobachten.

Einzelne dünne Lagen dieser unter dem Namen von „Opicalcit“ gangbaren Gesteine sind von sehr reichlichem Malachitspangrün gefleckt¹⁾. Dieses Mineral wurde aus dem Gestein durch schwere Flüssigkeit getrennt und gesondert untersucht. Nach einer Bestimmung von Herrn C. F. Eichleiter enthalten einzelne besonders malachitreiche Proben dieses Gesteins über 3·5 Procent Cu.

An die Chlorit- und Talkcalcitgesteine bei Pfnos schliessen sich weiterhin wenige mächtige Bänke von echtem Chloritschiefer an; dieselben sind hell oder dunkellauchgrün, stets sehr fein gefaltet und hochgradig dünnstieferig. Viele sehr dünne Calcitadern durchziehen das Gestein theils in der Richtung der Schichtflächen, theils senkrecht zu denselben; letztere verleiht Blaus sehr treffend mit dem Querschnitte auf einem Hautmuskel. Am Hauptbruche fühlen sie sich talkartig an und lassen sich leicht mit dem Fingernagel ritzen.

Der nahezu farblose Schliff erscheint u. d. M. in Folge der fein vertheilten Erze ungleichmässig fleckig punktirt. Die Hauptmasse des Gesteins bildet der äusserst feinschuppige Chlorit. Der Parallelschliff löscht nahezu vollkommen aus. Im Querschliffe kann man heller polarisirende faserige Streifen von Talk wahrnehmen. Einzelne Chlorit-schuppen geben in Folge der feinen Fältelung stark gestörte Axenbilder.

Mehr oder weniger wohl ausgebildete, stark lichtbrechende Carbonatrhomböeder von bedeutender Kleinheit sind im Schliffe überall anzutreffen. Einige von ihnen sind mit undurchsichtigen Einschlüssen erfüllt und erscheinen in Folge dessen bei schwächerer Vergrösserung als dunkle Punkte in der schwach gefärbten Fläche.

Scharfbegrenzte Rutilnadelchen, oft mit charakteristischer Zwillingsbildung erfüllen in sehr grosser Menge das Gestein; manchmal sind dieselben streifig angereichert oder in und um grössere Calcitkörner gruppiert. In manchen Schlifften feinschuppigerer Varietäten fehlen sie jedoch vollkommen. Hellere Quarzkörner und kleinere Quarztrümmer leuchten unter gekreuzten Nikols aus der dunkel polarisirenden Chloritmasse lebhaft hervor.

Derartige echte Chloritschiefer enthalten nun sehr harte, für das freie Auge vollkommen dichte, hell-lauchgrüne linsenförmige-Einschlüsse von wechselnder Grösse und bis handbreite, schiefrige Zwischenlagen derselben Substanz. Diese Lagen sind auf den Schichtflächen von dunkel und hellgrüner, schuppiger und gefalteter, weicher Chloritmasse überzogen. U. d. M. sieht man, dass die Chloritmasse derjenigen der Chloritschiefer vollkommen gleicht und nicht nur die Spalten entlang der Schieferung, sondern auch mikroskopische Querklüfte der dichten Schieferbänke ausfüllt.

Die dichte Masse selbst besteht aus einem gleichmässigen feinschuppigen Aggregate, welches der Hauptsache nach wohl farblos gleichmässig körnig ist, doch kann man auch hier äusserst feine, blassgrüne, offenbar chloritische Schüppchen beobachten, welche die-

¹⁾ Malachit aus dem Serpentin von Matrei erwähnt Pichler: Zeitschrift d. Ferdinandeums. 1863. S. 48.

selbe in feinen Streifen durchziehen, oder ihr eine allgemeine Trübung verleihen. Die ganze Masse leuchtet in blaugrauen Farben punktartig polarisirend auf. Die dichten Parteen enthalten ebenfalls sehr viele Nadelchen, und zwar sind dieselben hier noch bedeutend feiner, nahezu trichitartig ausgebildet.

Das makroskopische und das mikroskopische Bild dieser dichten und harten Schieferbänke erinnert lebhaft an die oben beschriebenen Tarnthaler Quarzitschiefer. Zwei Analysen dieser Gesteine, welche ich der Freundlichkeit des Herrn C. F. Eichleiter verdanke, erleichtern uns den Vergleich der beiden Gesteine. I. Dichte, grüne Lagen aus dem Tarnthaler Quarzitschiefer vom Sonnenspitz in den Tarnthaler Köpfen. II. Dichte grüne Lagen aus dem Chloritschiefer von Pfons:

	I.	II.
$Si O_2$	95.15	89.85 (Control. 89.75)
$Fe_2 O_3$	1.50	} 3.76
$Al_2 O_3$	2.05	
$Ca O$	0.35	0.75
$Mg O$	0.14	3.44
$Na_2 O$	0.25	} 0.68 (Diff.)
$K_2 O$	0.39	
Glühverlust	0.56	1.52
Summe	100.39	100.00

Der hohe Kieselsäuregehalt, sowie die mikroskopische Structur beider Gesteine sagen uns, dass dieselben genetisch mit Serpentin nichts zu thun haben können. Nur der höhere Gehalt an $Mg O$ bei II. weist auf Zufuhr Mg -haltiger Lösungen aus dem Serpentin und daraus erfolgter Anreicherung der Chloritsubstanz hin. Das Calcium bei II. stammt wohl aus den zahlreichen kleinen Carbonatkörnern.

Die verschiedenen Lagen aller angeführten Schiefergesteine sind von zahlreichen Quarztrümmern durchzogen; die einzelnen Quarzkörner sind sehr gross, löschen hochgradig undulös aus und sind fast immer von sehr unregelmässig gestalteten Flüssigkeitseinschlüssen mit lebhaft beweglichen Libellen erfüllt. Sehr oft sind diesen Quarzgängen einzelne Rhomboëder oder auch grössere unregelmässige Parteen von Calcit beigesellt.

Die eben beschriebenen chloritischen Gesteine bilden bei Pfons das Liegende der Serpentine und es schliessen sich an dieselben die oben (S. 645 ff.) beschriebenen Quarzsericitschiefer der Dyasformation an (Gestein I. bei Blaas). Am Schlosshügel bei Matri ist das Hangende der Serpentine erhalten geblieben und zeigt im Allgemeinen ähnliche Verhältnisse.

Wie schon mehrmals erwähnt, wird der oberste Theil der hier aufgeschlossenen Schichtserie von Kalkphylliten gebildet (s. Profil S. 596). Dieselben gleichen ganz den gewöhnlichen Kalkphylliten der Triasformation, welche weiter unten besprochen werden. Sie sind

plattig schiefrig, auf den Hauptbruchflächen von gefalteten Glimmerhäuten überzogen. Der Querbruch ist feinkörnig und grau. U. d. M. sieht man dünne feingefaltete, in Folge vieler Einschlüsse dunkel hervortretende Glimmerstreifen zwischen einem ziemlich groben gleichmässigen Calcitmosaik, aus welchem häufige Plagioklaskörner und undulös auslöschende Quarzkörner in blaugrauen und gelben Polarisationsfarben hervorleuchten. Einzelne Plagioklaskörner zeigen Zwillingsstreifung, sie dürften wohl zum Albit zu rechnen sein. Das Gestein enthält gar kein Magnesiicarbonat. Der in Salzsäure ungelöste Rückstand besteht hauptsächlich aus vielen silbergrauen Glimmerblättchen, von denen einzelne weniger gefaltete das Axenbild des Muscovites erkennen lassen. Sie sind wie die aus den Kalkphylliten des Brenner beschriebenen Glimmer ganz erfüllt von undurchsichtigen Einschlüssen; die Hauptmasse dieser sind — wie stets — äusserst feine Nadelchen, daneben finden sich Erze und anscheinend undurchsichtige organische Substanzen(?); feine Flocken dürften dem Graphitoid angehören. Im auffallenden Lichte erscheinen die Glimmerlagen im Querschliffe in Folge der vielen Einschlüsse feiner Nadelchen in der hellgelben Farbe des Sagenites.

Zwischen diesen Kalkphylliten und dem in der Tiefe der Sillschlucht anstehenden Serpentin befindet sich eine Serie sehr interessanter Schiefergesteine, welche einen mannigfachen Wechsel zwischen quarzigem und calcitischem Habitus darstellen und dieselben Talk- und Chloritmineralien enthalten wie bei Pfons.

Zur Beschreibung dieser Gesteine will ich zunächst die beiden am meisten von einander abweichenden Ausbildungen derselben herausgreifen; dieselben sind:

1. Dichte, anscheinend quarzitisches Schiefer; plattig, schiefrig; die einzelnen Bänke sind bis 0.6 Centimeter breit, meist aber bedeutend dünner, hellgrün, selten mehr weiss und dabei hellgelb und grünlich gestreift und gefleckt. Die ebenen oder unebenen, welligen Schieferungsflächen sind mit hellgrünen, auch lauchgrünen oder gelben, weichen, schuppigen, oft feingefalteten Lagen von Chlorit und Talk überzogen. Diese Lagen schwellen in einzelnen Parteen bis zu 0.5 Centimeter Mächtigkeit an. Oefters sind sie von zahlreichen kleinen Punkten bräunlichen Eisenerzes bedeckt.

2. Bronzefarbige bis blaugraue, fett- bis seidenglanzende Talk- Calcit-schiefer. Am Querbruche sieht man 0.5 Centimeter mächtige (meist dünnere), sehr flache Calcitlinsen mit blättrigen, phyllitartigen, gefalteten Streifen bronzefarbiger Talkschruppen wechsellagern. In dem Calcit befinden sich zahlreiche pfefferkorn-grosse, rundliche gelbe Parteen, welche sich leicht aus dem Gestein herauslösen lassen und sich bei chemischer Prüfung als Ankerit herausstellten. Am Hauptbruche kann man zwischen dem bronzefarbigen Talk häufig heller und dunkler grüne Schmitzen von Chlorit wahrnehmen. Beide Gesteinsformen sind von zahlreichen Quarz- und Calcitgängen durchzogen.

U. d. M. offenbart sich die genetische Verwandtschaft dieser dem makroskopischen Aussehen nach so verschiedenen Gesteine. Beide Gesteine enthalten nämlich äusserst feinkörnige und sehr kleine

Parteien von sehr unregelmässiger Form, welche von der Hauptmasse des Gesteins sehr stark abweichen und genau dasselbe Bild geben, wie die dichten Lagen der oben beschriebenen grünen Tarnthaler Quarzitschiefer. Mit freiem Auge sind diese höchstens erbsengrossen, unregelmässigen und zum Theil sich im Nebengestein auflösenden Parteien nur sehr schwer von der übrigen, ebenfalls dicht erscheinenden Gesteinsmasse, welche aus gröber körnigem Quarzcalcit-Mosaik besteht, zu unterscheiden.

U. d. M. sieht man in dem feinkörnigen Quarzmosaik äusserst feine Schüppchen und Leisten von Chlorit und Glimmer, ferner Säulchen von lebhaft dichroitischem Turmalin, kleine, manchmal sechseckige Körner von Apatit und eine grosse Menge ungemein feiner Nadelchen. Auch stärker lichtbrechende Rhomboëder sind in diesen Gesteinsmassen nicht selten. In den broncefarbigen Varietäten sind solche Parteien von rothen Eisenglanzschüppchen erfüllt. Von der übrigen grobkörnigeren und lebhafter polarisirenden, aus Quarz und Calcit bestehenden Gesteinsmasse sind diese Parteien auf den ersten Blick zu unterscheiden. Sie sind meist dreieckig oder unregelmässig begrenzt, manchmal auch ausgebuchtet. Die parallele Lagerung der feinen Glimmerleisten stimmt mit der Schieferung des ganzen Gesteins überein. Nur selten sind sie verbogen. Sehr oft sind diese länglichen Parteien des feinkörnigen Gesteins quer auf die Richtung der parallelen Lagerung der Bestandtheile des gesammten Schiefers abgeschnitten; oft auch lösen sie sich zu länglichen Streifen in der grobkörnigeren Quarzcalcitmasse auf. Ziemlich mächtige Streifen von sehr feingefalteten Glimmer durchziehen und begleiten diese Parteien, dabei scheint es öfters, wie wenn die Glimmerstreifen bei der Gesteinsbewegung den Zusammenhang besser bewahrt hätten, als die dichten quarzitischen Bänke, welche in einzelne Trümmer aufgelöst wurden und nun streckenweise durch solche Glimmerkettchen verbunden sind. An den Rändern der feinkörnigen Quarzparteien, namentlich wo dieselben quer abgeschnitten erscheinen, haben sich oft Streifen und Ketten von grösseren Quarzkörnern angesetzt; die einzelnen Körner sind in der Richtung der Hauptschieferung in die Länge gestreckt und setzen offenbar die optische Orientirung einzelner kleiner Quarzkörner der feinkörnigen Gesteinsreste fort, welche ihnen zum Ausgangspunkte ihres Wachstums gedient haben. (Eine ähnliche Erscheinung wie ich sie oben am Calcit der Brennerkalkphyllite beschrieben habe S. 636.) An anderen eben solchen Rändern sind die feinen Nadelchen zu dunklen, nahezu undurchsichtigen Streifen angereichert; dieselben dürften bei der Auflösung der feineren Masse und der Neubildung der grösseren Quarz- und Calcitkörner von letzteren zur Seite an den Rand jener feineren Quarzmasse zusammengeschoben worden sein. Streifen von solcher dichter Anreicherung der Nadelchen, welche manchmal auch in selbständigen Glimmer- und Chloritstreifen vorkommen, erscheinen im auffallenden Lichte hellgrünlichgelb. Manchmal haben sich auch unvollkommene und undeutliche Kränze grösserer Quarz- und Calcitkörner um die „Bruchstücke“ der Tarnthaler Quarzitschiefer gebildet.

Die Hauptmasse des Gesteins bildet ein mittelkörniges Gemenge von Quarz und Feldspath. Auch harte, anscheinend quarzitisches Lagen brausen mit verdünnter Salzsäure ziemlich heftig. Löst man ein Stück von den dichten Lagen auf, so bleibt ein schwammiges, leicht zwischen den Fingern zerreibliches Gewebe von Quarzkörnern zurück, dabei entfärben sich die Chlorite der neugebildeten Substanz und die kleinen Schmitzen und Linsen von der Zusammensetzung der Tarnthaler Quarzitschiefer bleiben mit erhaltener grüner Färbung unzerstört und durch ihre Dichte und Härte unverkennbar zurück.

U. d. M. sieht man an den Quarzen der grobkörnigen neugebildeten Masse sehr oft Druck- und Zertrümmerungserscheinungen. Die Calcitkörner zeigen viel seltener gebogene Lamellen, welche Erscheinung offenbar mit der bedeutend grösseren Löslichkeit, resp. Regenerationsfähigkeit dieses Minerals zusammenhängt. Oft sind Quarzkörner nach der Hauptaxe stengelig zerlegt, auch Andeutungen der oben beschriebenen Lamellen finden sich nicht selten, namentlich in der Mitte der Körner.

In den kalkreicheren Schiefervarietäten sieht man auch öfter u. d. M. trübe Partien, welche vollkommen das Aussehen von dichten Kalksteinen haben, an ihren Rändern gegen die grobkörnige Masse sind öfters undurchsichtige Erze angereichert. Wir können in denselben vielleicht die Reste der dünnen Kalkbänke erblicken, welche sonst häufig (bes. in den Tarnthalerköpfen) den grünen Quarzitschiefern eingelagert sind. In der Nähe dieser Partien oder in denselben finden sich auch am häufigsten die oben erwähnten Ankerite, welche aber wahrscheinlich erst während der mit der Gesteinsbewegung verbundenen mechanischen Zertrümmerung ausgeschieden wurden.

In dieser Hauptgesteinsmasse wurden auch nicht selten klare, öfter verzwilligte Albitkörner beobachtet.

Was die grössere Menge von Chlorit und Talk betrifft, hat Blaas die Natur des ersteren als Prochlorit bereits dargethan; der Talk ist auch hier nach seinen physikalischen und chemischen Eigenschaften leicht nachweisbar. Wie bereits erwähnt, bilden beide Mineralien dünne Lagen zwischen der wechselnd mächtigen quarzigen und calcitischen Masse.

Chlorit erscheint u. d. M. lichtgrün bis grasgrün mit sehr schwacher Doppelbrechung und meist verworren faserig. Einige isolirte Schüppchen gaben ein ganz undeutliches Axenbild. Die Talkschüppchen sind u. d. M. von dem jedenfalls auch vorhandenen und aus den ganz dichten quarzitisches Partien stammenden Muscovitfasern nicht zu unterscheiden. Die Broncefärbung mancher Gesteinslagen rührt von der grossen Menge der im Chlorit und Talk angereicherten röthlichen Schüppchen von Eisenglanz her. Auch Limonit wurde vereinzelt innerhalb der calcitischen Lagen beobachtet.

Nach dem Gesagten glaube ich, die Entstehung der verschiedenen, die Serpentine begleitenden Schiefergesteine folgendermassen erklären zu können:

Wie in den Tarnthaler Köpfen und am Miesljoche befand sich auch bei Schloss Matrei und Pfons innerhalb der grünen Tarnthaler Quarzitschiefer eine nach allen Seiten rasch auskeilende Linse von Serpentin. Die Tarnthaler Quarzitschiefer sind wie am Miesljoche von grauem, plattigem Kalkphyllit (Trias) überlagert.

Der Serpentin ist aus einem Augitmineralien führenden Olivinfels entstanden. Durch die Thätigkeit der gebirgsbildenden Kräfte, welche hier unmittelbar an der Sillthal-Verwerfung ganz besonders zur Geltung gekommen sein müssen, wurden die beiden angeführten Gesteine zertrümmert, u. zw. war allem Anscheine nach die Zertrümmerung an der Grenze der Serpentine und der grünen Schiefer in Folge der verschiedenen Plasticität dieser beiden Gesteine am heftigsten. Dadurch wurde den circulirenden und theilweise lösenden Wässern erhöhte Wirksamkeit verliehen.

Innerhalb des Serpentins wurden die Klüfte einerseits durch „regenerirtes“ Serpentinmaterial, andererseits durch aus den umgebenden Kalkphylliten zugeführten oder zum Theil durch die Zersetzung der Augitmineralien gelieferten Calcit ausgefüllt. Durch letzteren Vorgang entstanden nicht nur die schönen Serpentinbreccien am Miesljoche, sondern auch die ophicalcitischen Schiefer bei der Kirche von Pfons. Die Schieferung dieser Gesteine hat ihre Ursache in der bekannten Erscheinung der leichteren Krystallisation der einzelnen Körner in der Richtung des geringsten Druckes.

Die Uebergänge von Serpentin zu Chlorit hat Blaas ausführlich beschrieben und auch die entsprechenden chemischen Belege für dieselben beigebracht. Er führt auch das Auftreten derselben als Neubildungen in Spalten an. Soll nun entweder der Serpentin aus Chlorit oder dieser aus ersterem entstanden sein, so muss schon aus diesem Grunde, abgesehen von der beobachteten Maschenstructur des Serpentins und den vielen in demselben auftretenden Augitmineralien, das Letztere wahrscheinlicher erscheinen. Aber auch die Art und Weise des Auftretens der Chloritpartieen in den ophicalcitischen Lagen entspricht besser der letzteren Annahme.

Namentlich die nahezu isotropen Uebergangsglieder zwischen Serpentin und Chlorit liegen in Form rundlicher Partieen in der weniger schieferigen Calcitmasse. Wo die Ophicalcite mehr schiefrig werden, stellen sich echte Chlorite in Verbindung mit Talkmineralien in Form von unregelmässigen schuppigen und knolligen Partieen ein. Die Lagen von anscheinend reinem Chloritschiefer enthalten ebenfalls sehr viele Gänge und viele kleine Kryställchen von rhomboëdrischen Carbonaten. Ferner umschliessen dieselben linsenförmige Partieen und dünne Bänke der Tarnthaler Quarzitschiefer; durch letztere Erscheinung ist nachgewiesen, dass der Chloritschiefer kein ursprüngliches Gestein sein kann¹⁾.

¹⁾ T. G. Bonney (Note on the Effect of Pressure upon Serpentine in the Pennine Alps., Geol. Magazin 1890, p. 533) gibt an, dass aus dem durch Druck schiefrig gewordenen Serpentin in der Umgebung von Zermatt stellenweise Talkschiefer werden. „Chloritic rocks“ treten daselbst auch in Verbindung mit dem

Das Material der Tarnthaler Quarzitschiefer ist am Schlossberge bei Matrei bis auf ganz kleine u. d. M. sehr gut erkennbare Reste durch die auflösende Wirkung der auf den Spalten circulirenden Wässer zerstört worden. Dasselbe ist offenbar als gröberkörniger Quarz der neugebildeten Lagen, gemengt mit dem von oben zugeführten Calcit wieder auskrystallisirt.

An den Rändern der feinkörnigen quarzitischen Reste haben sich Ketten neugebildeter grösserer Körner angesetzt; die kleinen Quarzkörner sind stellenweise an den Bruchflächen zu schmalen Quarzstreifen gleicher optischer Orientirung fortgewachsen; an anderen Stellen sind an der Grenze der beiderlei Gesteinsmassen die feinen Nadelchen des quarzitischen Gesteins zu dichten Wolken angereichert, welche bei der Auflösung des feinkörnigen Quarzites zurückgeblieben sind und von den zu gleicher Zeit sich neu bildenden grösseren Krystallen von Quarz und Calcit bei deren Wachstum an den Rand der alten Kerne zurückgeschoben worden sind. Diese Erscheinungen liefern den Beweis, dass die grobe, körnige Quarz-Calcitmasse späteren Ursprungs ist, dass sich ihre Partikelchen an die bereits vorhandene feinkörnige Quarzitmasse angesetzt haben, und die Wolken der Nadelchen beweisen, dass mit der Entstehung der neuen Gesteinspartikelchen auch eine theilweise Resorption der Quarzitmasse Hand in Hand gegangen ist.

In der Chlorit- und Talkmasse dieser Gesteine ist offenbar die Einwirkung der Serpentinsubstanz auf diese auch Thonerde führenden Gesteine zu erkennen, welche durch die Zertrümmerung beider Gesteine und die Vermengung derselben in Folge deren ganz verschieden gearteter Cohaerenz bedeutend gefördert werden musste.

Einen Theil des Stoffes zur Chloritbildung mochte auch der auf den Schichtflächen der Quarzitschiefer auftretende Biotit geliefert haben. Doch muss hier auch daran erinnert werden, dass die Tarnthaler Quarzitschiefer schon ursprünglich ziemlich viel Chlorit, sowohl in einzelnen Schüppchen als auch in zusammenhängenden Zügen enthalten.

Ebenso wie in den Tarnthaler Quarzitschiefern selbst, wechseln auch hier in ihren mit Calcit durchtränkten Veränderungsproducten hellgrüne und broncefarbige, d. h. mit Eisenglanzschüppchen erfüllte Varietäten miteinander ab. Man wird also annehmen können, dass die Eisenglanzschüppchen durch die Lösungsvorgänge nicht beeinflusst und in unverändertem Zustande in die neue Gesteinsform übernommen worden sind.

In den kalkreicheren Partien kann man auch verschiedene Generationen von Kalkspath-Auskrystallisation beobachten. Man sieht hier dreieckige, polyedrische und rundliche Partien von trüberem Kalkspath mit kleinerem und gleichmässigem Korn, wohl abgegrenzt gegen die klare, grobkörnige und unregelmässige Masse von Calcit und Quarz; die Grenze beider ist hier meistens durch eine scharfe

Serpentin auf; nach chemischen Analysen scheinen sie aus Chloritoid (Clintonit) zu bestehen; doch gibt Verfasser auch an, dass sie blos den zweiten Härtegrad besitzen.

Linie von undurchsichtigen Erzen noch deutlicher gemacht, welcher eine ähnliche Entstehung zuzuschreiben sein dürfte, wie den Wolken von Nadelchen am Rande der dichten Quarzitpartieen.

Die Chloritschiefer, welche am Gallenschroffen bei Navis die permischen Quarzsericitgrauwacken begleiten, gehören wohl in dasselbe Niveau wie die Serpentine und die grünen Quarzitschiefer anderer Localitäten. Für das freie Auge erscheinen diese Gesteine hellgraugrün mit schwachem Fettglanz; äusserst feinschuppig und unvollkommen schiefrig. Trotzdem man die einzelnen Gesteinsbestandtheile wegen der Feinkörnigkeit nicht gut wahrnehmen kann, so lässt sich doch aus der Farbe und der Härte des Gesteins die Zusammensetzung desselben aus Quarz und Chlorit leicht erschliessen.

U. d. M. sieht man bei schwächerer Vergrösserung zahlreiche annähernd parallele, dünne und undurchsichtige Streifen, welche die sehr fein gefältelten, sehr feinkörnigen und sehr dünnen Streifen von Chlorit und Quarz in senkrechter Richtung durchkreuzen, so dass man im Ganzen ein Bild ähnlich der sogenannten Fältelungscleavage erhält. Die eigentliche Schieferung erstreckt sich in der Richtung der undurchsichtigen Streifen und die Anordnung der übrigen Gesteinselemente vollzieht sich in einer anderen im Allgemeinen auf dieser senkrechten Richtung. Einzelne grössere Quarzlinien, denen Calcit beigemischt ist, halten meist die Hauptrichtung der Schieferung ein, oft biegen sie aber auch in die Richtung der Fältelung der Chloritlagen um, keilen aber dann immer auf eine kurze Erstreckung hin aus. Stellenweise verwischen sich auch die Gegensätze, beider Structurrichtungen dadurch, dass die chloritischen Lagen auf längere Strecken in die Richtung der undurchsichtigen Streifen einbiegen.

Letztere sind im auffallenden Lichte weiss, und bei stärkster Vergrösserung lassen sie sich in ungemein kleine, stark lichtbrechende, tropfenförmige Körner zerlegen. Sie dürften also aus Titanit bestehen. An einem glatten Querschnitte des Gesteins kann man diese Titanitstreifen als äusserst enge aneinanderstehende, feine helle Linien in der grünen Chloritmasse auch mit unbewaffnetem Auge wahrnehmen; die transversale Fältelung der letzteren ist aber mit freiem Auge nur sehr schwer zu sehen.

Der Chlorit ist lichtgrau und besteht aus sehr kleinen Schuppen von so schwacher Doppelbrechung, dass sie, wenn quer geschnitten unter dem Analysator nahezu ganz dunkel werden. Merkwürdiger Weise geben flach liegende Schuppen graublau und graubraune Interferenzfarbe und im convergenten Lichte ein auffallend deutliches Axenbild mit ziemlich grossem Axenwinkel. Dispersion $\rho > \nu$.

Die farblosen Körner, welche etwa $\frac{1}{3}$ der Gesteinsmasse ausmachen, gehören wohl der Hauptmasse nach dem Quarz an; die einzelnen Körner sind sehr klein und stets von sehr kleinen Chloritschüppchen erfüllt. Das Vorhandensein von Plagioklas wurde an einigen wenigen gestreiften Körnern mit Sicherheit nachgewiesen.

Sehr vereinzelt treten auch rothe Schüppchen von Hämatit auf.

III. Gesteine der Triasformation.

Im ersten Theile habe ich folgende Typen der Ausbildung der Kalk- und Dolomitgesteine der Triasformation unterschieden:

- I. Dolomit,
- II. Dolomitreccie,
- III. Plattige Kalkschiefer und Kalkphyllite.

1. Der Dolomit ist am frischen Bruche grau und an der Oberfläche heller verwitternd. Die Varietäten, welche die Thorwand und die Kahlwand zusammensetzen, sind meist etwas heller gelblichgrau gefärbt. Die grauen Dolomite sind an der verwitterten Oberfläche verschwommen dunkel gestreift. Viele dünne Quarzgänge bilden ein sehr feines weisses Geäder auf der Oberfläche des Gesteins.

Eine Probe vom Mieslkopf (1) und eine von Gallenschroffen bei Navis (2), weisen nach der freundlichen Bestimmung des Herrn C. F. Eichleiter folgende Zahlen für Kalk und Magnesiacarbonat auf:

	I.	II.
<i>Ca CO₃</i>	55·30%	56·01
<i>Mg CO₃</i>	45·08%	44·30
<i>Fe CO₃</i>	Spur	Spur
Organische Substanz	" "	" "
	-----	-----
	100·38	100·31

Wir haben demnach nahezu reine Dolomite vor uns.

U. d. M. sieht man eine ziemlich feinkörnige Masse, in welcher äusserst feine undurchsichtige Partikelchen zu unbestimmten Streifen und unregelmässigen wolkigen Gebilden angereichert sind; Streifen von größerem Kerne durchziehen theils in geraden Linien, theils in welligen, wechselnd mächtigen langgezogenen Linsen die feinkörnige Masse. An manchen Stellen sieht man vereinzelt oder in Gruppen gehäufte Körner von bedeutend grösserer Ausbildung; dieselben sind öfter von Kränzen mittleren Kornes umgeben.

Alle diese grobkörnigeren Gebilde sind frei von den feinen, die Hauptmasse trübenden Einschlüssen; diese sind aber meist an den Rändern derselben zu dunklen Streifen angereichert. Wo solche grobkörnige und einschlussfreie, helle Streifen eine grössere Breite erlangen, bilden sie ein mit freiem Auge gut sichtbares Netz von helleren Bändern auf der Oberfläche des grauen Dolomites; die dunkleren Partien im Inneren der Maschen dieses Netzes treten mit dreieckigem und polyedrischem Umriss makroskopisch sehr deutlich hervor und das Ganze erhält dann ein breccienartiges Aussehen. Doch können solche gleichmässig grau entwickelte Ausbildungsformen nicht mit den später zu besprechenden groben Dolomitreccien, welche verschieden gefärbte Dolomit-Trümmer enthalten, verwechselt werden.

In diesen Erscheinungen machen sich die ersten Schritte zu einer gröber krystallinischen Ausbildung bemerkbar¹⁾. Zwillingen-

¹⁾ Die ganz verwandte Erscheinung der Vergrosserung von Kalkspathkörnern in Marmoren bespricht sehr ausführlich Lepsius, Geologie von Attika 1893, S. 149 ff. Abbildungen T. VIII.

streifung wurde nirgends, auch nicht an den grösseren Körnern beobachtet.

In der Mitte der klaren einschlussfreien Calcitzüge liegen an einzelnen Stellen sehr kleine, splittcrartig gestaltete, matt polarisirende Albitindividuen. Sehr vereinzelt finden sich kleine Quarzkörner mit undulöser Auslöschung. Limonit tritt spärlich in Form schmaler Streifen als Kluftausfüllung auf.

2. Die Dolomitbreccien bestehen aus unregelmässigen Dolomitknollen von sehr wechselnder Grösse (in den Tarnthaler Köpfen bis faustgross), welche durch feinkörniges, gelblich verwitterndes Dolomitmaterial verkittet sind. Die meisten dieser Dolomitknollen sind hellgrau gefärbt, doch ist es nicht schwer, Handstücke dieser Breccie zu schlagen, welche mit verschiedenen Farben verwitternde Dolomitknollen aufweisen, so dass man neben den grauen auch dunklere und hellere, gelbliche und bräunliche oder nahezu schwarze Trümmer unterscheiden kann.

Aus diesem Grunde glaube ich, dass die Dolomitbreccie für eine ursprüngliche und nicht etwa durch nachträgliche Zertrümmerung des Dolomites entstandene Bildung zu halten ist. Auf der verwitterten Oberfläche des Gesteines ragen unzählige weisse, wenige Millimeter mächtige Quarzgänge hervor. Eine Probe vom Hippoldjoch ergab (nach der freundlichen Bestimmung des Herrn C. F. Eichleiter) bei 25.90 Percent unlöslichen Rückstand und wenig Eisencarbonat, 30.00 $CaCO_3$ und 30.50 $MgCO_3$; ein Verhältniss, welches dem reinen Dolomite sehr nahe steht. Durch Betupfen des Gesteins mit verdünnter Salzsäure kann man sich leicht überzeugen, dass viele weisse Gänge in dem Dolomitgestein aus leicht brausendem Calcit bestehen.

U. d. M. verwischen sich die Gegensätze des verschiedenfärbig verwitternden Materials der Dolomitknollen und des Bindematerials, in Folge der vielen Sprünge und der mannigfaltigen Formen von gröberkörnigen Neukrystallisationen, welche die verschiedenen Gesteinspartieen durchziehen. Diese Neukrystallisationen weisen meist unregelmässig rundliche Formen auf, und sind stets frei von den undurchsichtigen Partieen (Limonit), welche in dünnen Streifen die Grenzen der verschieden entwickelten Modificationen umsäumen. Die grösseren Körner zeigen manchmal Zwillingstreifung, nach Inostranzeff müsste man sie demnach für Calcit halten. Die ungedeckten Schriffe wurden sowohl nach der Methode von Linck¹⁾ mit phosphorsaurem Ammonium und verdünnter Essigsäure, als auch nach der Methode von Lemberg²⁾ mit Eisenchloridlösung und Schwefelammonium auf das Vorhandensein von Calcit zwischen den Dolomitkörnern geprüft; ich erhielt aber in jedem Falle für die ganze aus Carbonaten bestehende Schriffäche eine gleichmässige Färbung.

¹⁾ Geognostische Beschreibung des Grauwackengebirges von Weiler bei Weissenburg 1884, S. 17.

²⁾ Zeitschr. d. D. G. G. 1887, S. 489.

In der Mitte der Calcitgänge finden sich manchmal kleine Quarz- und Albitkörner; letztere zeigen öfter Zwillingsstreifung.

Nicht uninteressant sind die Erscheinungen, welche man an einzelnen grösseren Quarzgängen u. d. M. beobachten kann. Gegen diese Gänge zu haben sich an die trübe und feinkörnige Gesteinsmasse an einer ebenen Fläche grosse und helle Krystalle angesetzt, welche mit ihren scharfen, krystallographisch wohl entwickelten Endigungen gegen die Quarzmasse des Ganges zu eine zackige, an den Plan von Festungsbastionen erinnernde Linie bilden. Das leichte Brausen mit verdünnter Salzsäure dieser randlichen Parteen im Vergleich zum Dolomit der Breccie bewies ebenso wie das Vorhandensein von Zwillingsstreifen in den Körnern, dass sich auch hier Calcit an den Dolomit angesetzt hat. Nicht ganz am äusseren Rande der Krystallgrenze, sondern eine geringe, aber gleichmässige Distanz innerhalb derselben, wird diese Linie von einem scharfmarkirten, stets gleichbreiten Streifen von undurchsichtigem Limonit begleitet, und tritt dadurch noch schärfer hervor. Der Limonitstreifen ist entweder von Aussen angesetzt worden oder durch bei Seite schieben des Materials entstanden; jenseits desselben hat sich später noch neuerlich Calcit angesetzt. Während nun diese Carbonatkrystalle, welche den Gang zu beiden Seiten begrenzen, optisch nahezu vollkommen intact sind und den geradlinigen Verlauf der Zwillingsstreifen und der Spaltrisse fast durchwegs beibehalten haben, weisen die Quarze in der Mitte des Ganges alle Merkmale einer hochgradigen Zerdrückung und Zertrümmerung auf. Die Körner sind durchwegs in längliche Streifen quer zur Gangerstreckung zerlegt; diese Streifen löschen für sich wieder in verschiedener Richtung (parallel der jeweiligen Hauptaxe?) streifig aus. An manchen Stellen geht die undulöse Auslöschung in scharfe Grenzlinien zwischen verschiedenen orientirten Parteen über, d. h. die Verkrümmung der Körner ist bis zur Zertrümmerung vorgeschritten. Ausserdem sind noch fast überall die feinen Lamellen zur Entwicklung gelangt. Die zahlreichen Einschlüsse im Quarz sind theils wolkig angereichert, theils bilden sie gerade Züge, welche die optisch stark gestörten Quarzkörner geradlinig durchsetzen. Der grossen Mehrzahl nach dürften sie aus kleinen Gasporen bestehen; auch feine Flitterchen stark doppelbrechender Carbonate sind im Quarz sehr verbreitet. — Man kann hieran erkennen, wie sehr verschieden sich Calcit und Quarz dem Drucke gegenüber verhalten.

3. Die Kalkphyllite und phyllitischen Kalkschiefer schliessen sich ihrer mineralogischen und petrographischen Charakteristik nach enge an die oben beschriebenen alten Kalkphyllite an. Magnesiacarbonat ist auch hier nur in Spuren vorhanden. Die Glimmer verhielten sich in jeder Hinsicht genau so, wie bei jenem Gesteine angegeben wurde; sie enthalten dieselben Einschlüsse und geben dieselben optischen und chemischen Reactionen. Auch u. d. M. ist das Verhalten dieses Gesteines im Allgemeinen genau dasselbe. Auch hier kann man am Rande der vielfach gebogenen Glimmerlagen¹⁾ die

¹⁾ Vgl. die Abbildung des Gesteins bei Rothpletz l. c. S. 147.

Reihen von stengligen Kalkspathkörnern in vorzüglicher Entwicklung beobachten. Albit und Quarzkörner sind auch hier in der Nähe dieser Lagen angereichert.

Als Formationsglied im Grossen unterscheiden sich diese Gesteine wohl von den alten Kalkphylliten durch die grössere Mannigfaltigkeit der Ausbildung, indem öfter derartig dunklere phyllitische Bänke von grösserer Mächtigkeit mit ebenso dicken, hellen Bänken dichter glimmerfreier Kalke wechseln. Dieser mannigfaltige Wechsel hat auch zur Folge, dass an einzelnen Handstücken dieser Gesteine die oft sehr complicirten Faltungerscheinungen besonders schön hervortreten. Auf die deutliche Entwicklung falscher Schieferung in diesen Gesteinen hat schon Rothpletz hingewiesen. Diese Erscheinung kann man sehr schön an einzelnen Handstücken von den Tarnthaler Köpfen beobachten. Die Glimmerlagen, welche das Gestein in Abständen von 5—10 Millimeter durchziehen, durchkreuzen nämlich manchmal die Kalkbänke fast senkrecht zu deren Schieferung. Der Querschiff einer derartigen Schieferplatte bietet dann u. d. M. ein vortreffliches Bild jener *Microcleavage* (Fältelungscleavage), welche Heim in seinem Mechanismus der Gebirgsbildung eingehend beschrieben hat. (S. Taf. XIII, Fig. 3.)¹⁾

Sehr interessant sind auch die Vorkommnisse vom Hippoldjoch, wo die Dolomitbreccien in nähere Beziehung zu den Kalkphylliten der Trias treten. An verschiedenen Punkten kann man innerhalb der Breccie die Entwicklung von dünnen Glimmerhäuten oder von mächtigen phyllitischen Lagen und Schmitzen beobachten, welche theils zwischen die einzelnen Dolomitknollen eingezwängt sind, theils dieselben auf neuentstandenen Trennungsflächen durchziehen, aber im Allgemeinen eine parallele Richtung einhalten und dadurch die erste Andeutung der Entwicklung wellig unebener Schieferungsflächen geben. Mit dieser Erscheinung ist öfter eine einseitige Zerdrückung der Dolomittrümmer zu elliptischen und länglichen Formen verbunden. Am Hippoldjoch sind einzelne derartige Dolomitknollen in mächtige Bänke von wohlentwickeltem Kalkphyllit eingebettet; sie sind auch hier von zahlreichen Quarzadern durchzogen, welche sich nicht in die umgebende Gesteinsmasse fortsetzen. Man kann solche in der Phyllitmasse gleichsam schwimmende Dolomitbrocken mit den verschiedensten Formen sammeln; meistens sind sie aber sehr stark linsenförmig verzerrt, und man kann sehr gut beobachten, dass diese Verzerrung in manchen Gesteinspartieen bis zur Bildung sehr langer und relativ schmaler Linsen, welche den Charakter dichter Bänke in der Phyllitmasse annehmen, vorgeschritten ist. Offenbar waren hier die Dolomit-Trümmer in einer nachgiebigeren, mehr thonigen Masse eingebettet, welche der mechanischen Beeinflussung und der damit verbundenen Pseudomorphose mehr zugänglich war. Es kann hier an Handstücken der Beweis geliefert werden, dass die Gesteine der Triasformation zu echten Kalkphylliten umgewandelt wurden und dass wenigstens ein Theil derselben einem Theile der Dolomitbreccien stratigraphisch gleichzustellen ist.

¹⁾ Heim, Mechanism. d. Gebirgsbildung. II. S. 65, T. XV, Fig. 11.

U. d. M. sieht man, dass Bänder von Glimmer theils die Dolomittrümmer an den Rändern begleiten, wobei Ansiedelungen von grösseren Calcitkörnern zu beiden Seiten der Glimmerbänder stattgefunden haben, theils setzen sich die Bänder auch in die Dolomitstücke mit denselben Erscheinungen fort. Glimmerfreie und einschlussfreie Züge von grösseren Calcitkörnern durchziehen in beiläufig paralleler Richtung das ganze Gestein. Kleine Körner von Albit und Quarz sind namentlich innerhalb des etwas weniger feinkörnigen calcitischen Bindematerials zur Entwicklung gelangt.

Allgemeine Bemerkungen.

Jene mächtigen Gesteinsmassen des beschriebenen Gebietes, welchen ein archaisches oder altpaläozoisches Alter zuzuschreiben ist, sind in zwei verschiedenen Ausbildungsweisen zur Entwicklung gelangt, u. zw. als Glimmerschiefer und als Phyllite. Sie weisen in allen Stücken dieselben Gegensätze auf, durch welche Milch¹⁾ die durch „Belastungs-Metamorphose“ entstandenen Gesteine, von den regional-metamorphen unterscheidet. Die vollkommeneren krystallographische und mehr ebenflächige, lagenweise Entwicklung der Bestandtheile der ersteren Gesteine ist fast stets mit dem reichlichen Auftreten von Biotit verbunden; an dessen Stelle tritt in den feinschuppigen und feingefalteten Phylliten in grosser Menge der Chlorit; wo dieses Mineral in den Glimmerschiefern auftritt, ist es meistens als Umwandlungsproduct des Biotites deutlich erkennbar. Orthoklas als „neophytischer“ Bestandtheil findet sich in geringer Menge nur in den Glimmerschiefern.

Im Gebiete der Phyllite kommt Kali-Feldspath in bemerkenswerther Menge nur in Form sehr charakteristischer allothigener Gemengtheile vor (in manchen Phyllitvarietäten vom Haneburger und in den arkoseähnlichen Feldspathphylliten des sogenannten „Schwazer Gneisses“).

Uebereinstimmend mit den Beobachtungen an vielen anderen Orten, besteht auch hier die authigene („neophytische“) Feldspathgeneration in den Phylliten ausschliesslich, in den Glimmerschiefern der weitaus überwiegenden Menge nach aus Albit²⁾. Kleine Säulchen von Turmalin sind zwar stets in den Phylliten sehr verbreitet, kommen aber auch in den, denselben eingelagerten Glimmerschiefern vom Patscher Kofel vor. Dagegen scheinen die Thonschiefer-Nädelchen in ihrem Auftreten auf die Phyllite beschränkt zu sein.

In den petrographischen Verschiedenheiten dieser Gesteine liegt, — namentlich da dieselben durch Uebergänge miteinander verbunden sind — keine Gewähr für das verschiedene Alter dieser beiden Gesteinstypen und nur eine sehr genaue stratigraphisch tektonische

¹⁾ Milch. Beiträge zur Lehre von der Regionalmetamorphose. N. J. 1894. Blg.-Bd. X, S. 122 ff.

²⁾ Vgl. L. B. Lepsius Geologie von Attika. S. 107 f. C. Schmidt. Anhang z. Lfg. XXV d. Beiträge z. Geol. Karte d. Schweiz. S. 7 u. A.

Untersuchung, wenn überhaupt eine Entscheidung möglich ist, wird Aufschluss darüber geben können, ob nicht ein Theil dieser Gesteine als gleichalterige Gebilde von verschiedener Facies der Metamorphose aufzufassen ist.

Ein schönes Bild der stufenweise vorschreitenden Umwandlung klastischer Gesteine gewährt eine Reihe von Handstücken der verrucanoartigen Quarzsericitgrauwacken; die Endglieder dieser Umwandlung sind echte, dünnnschiefrige Quarzsericitphyllite, welche sehr reichlich authigenen Turmalin führen.

In den Kalk- und Dolomitgesteinen sind mancherlei Erscheinungen zu beobachten, welche die Thätigkeit der circulirenden Wässer während der Metamorphose besonders gut erkennen lassen. Hieher gehört vor Allem die in den Kalkphylliten verschiedenen Alters so sehr verbreitete Erscheinung der Entwicklung von Ketten grösserer Kalkspathkörner an den Rändern der Glimmerlagen. In den Dolomiten und in den Ophicalcitschiefern kann man sehen, wie die Carbonate bei der Neukrystallisation fremde Bestandtheile bei Seite schieben und randlich anreichern. Die Wirkungen des Gebirgsdruckes äussern sich in der Hervorbringung sehr schön erkennbarer falscher Schieferung und Fältelungsleavage und in der länglichen Verzerrung der im phyllitischen Kalkschiefer eingebetteten dolomitischen Breccienknollen.

Die merkwürdigen Chlorit- und Talkschiefer, welche die Olivinserpentine von Matrei und Pfons begleiten, sind wahrscheinlich zum grossen Theile durch das Zusammentreffen der aus dem Serpentin stammenden *Mg*- und *Fe*-führenden Lösungen mit den *Al*-hältigen grünen Quarzitschiefern entstanden. Die sehr bedeutende mechanische Zertrümmerung dieser Gesteine hat die Reaction gefördert; durch weiteres Hinzutreten von reichlich zugeführtem Calciumcarbonat entstanden sehr eigenthümliche Chlorit und Talk führende calcitische Schiefergesteine, in denen noch die Ueberreste der zum grossen Theile durch circulirende Wässer aufgelösten, dichten, grünen Quarzitschiefer gut erkennbar sind.

Inhalts-Verzeichniss.

	Seite
Einleitung	589--591
A. Stratigraphisch-tektonischer Theil.	
I. Archaische Gesteine. (Gneiss - Glimmerschiefer mit Amphibolit-Einlagerungen)	591
II. Altpalaeozoische Formationen. (1. Aeltere Quarzphyllite. 2. Kalkphyllite des Brenner)	591--592
III. Jungpalaeozoische Formationen. (1. Quarzphyllite der Steinkohlenformation. 2. Gesteine der Dyaasformation. a) Quarzsericitbreccie und Quarzsericitphyllit. b) Tarnthaler Quarzschiefer. -- Serpentine)	592--594
IV. Mesozoische Formationen. (Trias, Kössener Schichten)	594
1. Umgebung von Matrei	594--598
2. Mieskopf bei Matrei	598--599
3. Grafmartsitz-Rosböden	600
4. Schoberspitz-Sonnenspitz	600--603
5. Navisthal-Gallenschroffen bei Navis	602--603
6. Tarnthaler Köpfe	603--606
7. Dolomitberge östlich vom Lizumthale	606--607
8. Phyllitgebiete im Norden	607--610
Uebersicht	610--611
B. Petrographischer Theil.	
I. Archaische und altpalaeozoische Gesteine	612--638
1. Gneiss-Glimmerschiefer. (Matrei, Schönberger Strasse, gegenüber St. Peter)	612--616
2. Epidot - Amphibolit- und Amphibolit - Einlagerungen im Gneiss-Glimmerschiefer. (Bahnhof von Matrei, Mühlbach bei Matrei, Steinbruch bei Matrei)	616--619
3. Glimmerschiefer der älteren Phyllite. (Patscherkofel, Patscherkofel-Schutzhaus, Volderthal, Mohrenköpfe)	619--624
4. Aeltere Quarzphyllite. (Igls, Vorberg-Almhütte, Haneburger, Mühlthal bei Patsch, westlich vom Silthale, Penzenböden, Sternbach-Alpe, sogenannter „Schwazer Gneiss“)	624--631
5. Einlagerungen der älteren Quarzphyllite	631 635
Chloritphyllit - Einlagerungen (Spärrhof, nächst dem Arzthale) .	631--632
Zoisit, Epidot und Amphibol führende Phyllite, Amphibolite (Gipfel des Rosenjoch, Ehrenhauser-Almhütte, Mühlbachthal, Vorberg-Alpe)	632--635
Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1894. 44. Band. 4. Heft. (F. E. Suess.)	87

	Seite
6. Kalkphyllite und phyllitische Kalksteine des Brenner. (Klanmalpe bei Navis, Schafseitenspitz, Navisbach, Junsjoch; — Sericitschiefer-Einlagerung unterhalb des Sägenhorst)	635—638
II. Jungpalaeozoische Gesteine	638—662
1. Quarzphyllite der Steinkohlenformation. (Naviserjoch, Pfonerbach, Geisseljoch, Lizumthal, Nasse Tuxalpe [Oberleger], Eisendolomite: Griff-Alpe, Naviserjoch).	638—643
2. Quarzsericit-Grauwacken und Schiefer. (Matri, Pfonerbach, Gallenschroffen, Klammspitz, Oberer Weibrachbach. Carbonquarzit von Hinterdux)	643—648
3. Tarnthaler Quarzitschiefer. (Tarnthaler Köpfe)	648—650
4. Serpentine, Talkschiefer und Chloritschiefer. (Matri, Pfons, Mieskopf, Reckner; Chloritschiefer vom Gallenschroffen)	650—662
III. Gesteine der Triasformation	663—667
1. Dolomit	663
2. Dolomitbreccie	664
3. Kalkphyllit	665—667
Allgemeine Bemerkungen	667—668



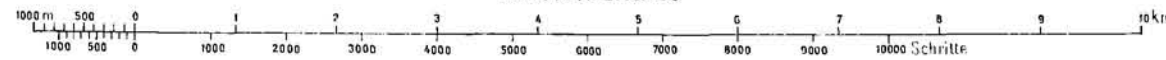
Farben-Erklärung:

-  Gneiss-Glimmerschiefer
-  Amphibolit-Einlagerungen
-  Alte Quarzphyllite des Brenner
-  Kalkphyllite des Brenner
-  Quarzphyllite der Steinkohlenformation
-  Eisendolomit-Einlagerungen
-  Quarzsericit-Grauwacken und -Schiefer
-  Tarnthaler Quarzitschiefer
(Talk- u. Chloritschiefer von Pfons u. Schl. Matrei)
-  Serpentin
-  Kalk und Dolomit der Triasformation
-  Mächtigere Moränenbedeckung
-  Terrassen-Schotter
-  Anhäufungen von Gehängeschutt
-  Alluvium der Thalböden und Gletscher

Alle Rechte vorbehalten.

Mafsstab 1:75.000

Ausgeführt im k. u. k. militär-geographischen Institute.



Tafel XI.

Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie.

Erklärung zu Tafel XI.

- Fig. 1. Hippold-Joch (2536) mit dem Hippold (2651) vom Osten aus gesehen. CaPh. = Quarz-Phyllite der Carbon-Formation. Qu. = Quarz-Sericit-Grauwacken der Dyas-Formation. TrD. = Dolomite und TrKPh. = Kalkphyllite der Trias-Formation. Auf der linken Seite der Zeichnung liegen normal über den carbonischen Phylliten die Quarz-Sericit-Gesteine und darüber die Dolomite und Kalkphyllite. Auf der Höhe des Joches liegen ebenfalls Quarz-Sericit-Schiefer. Gegen Norden (rechts) steigen diese Gesteine in einer unterbrochenen Wölbung zum Gipfel des Hippold empor. Die Quarzit-Gesteine rechts im Vordergrund gehören demselben Zuge an. Am Süd- und Ostgehänge des Hippold, wo der Quarzitzug unterbrochen ist, tauchen abermals die Dolomite hervor. Die Trias-Dolomite rechts stellen den synklinalen Theil einer gegen Nord überschobenen Falte dar. (Siehe S. 607.)
- Fig. 2. Mieskopf und Kreuzjöchel vom Westen aus gesehen. Rechts im Vordergrund die Kuh-Alpe, hinten im Thale die Oxen-Alpe. TQu. = Tarnthaler Quarzitschiefer. Sp. = Serpentin. Tr. = Gesteine der Triasformation. Die übrigen Bezeichnungen wie oben. Man sieht von Norden her die über den carbonischen Phylliten liegenden Quarzitgesteine unter die triadischen Kalkschiefer und Dolomite hineinstreichen. Am Abhänge des Mieskopfes steigen die Tarnthaler Quarzitschiefer zu einer kleinen Synklinalen empor und verschwinden weiter im Süden unter dem Gehängeschutt. Am Kreuzjöchel sieht man zwei Syuklinalen von Triasdolomit im triadischen Kalkschiefer. Die Stelle, wo der Serpentin ansteht, befindet sich am jenseitigen Gehänge und ist vom Standpunkte des Beschauers aus nicht sichtbar. (Siehe S. 598.)
-

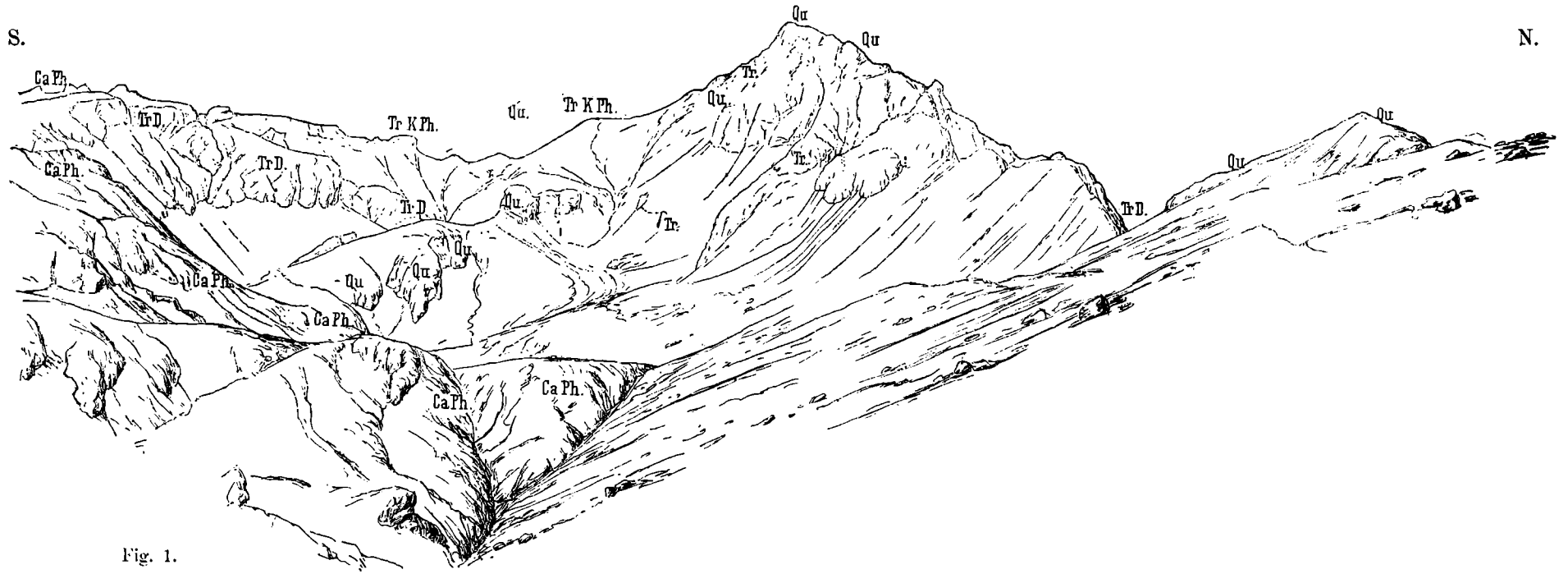


Fig. 1.

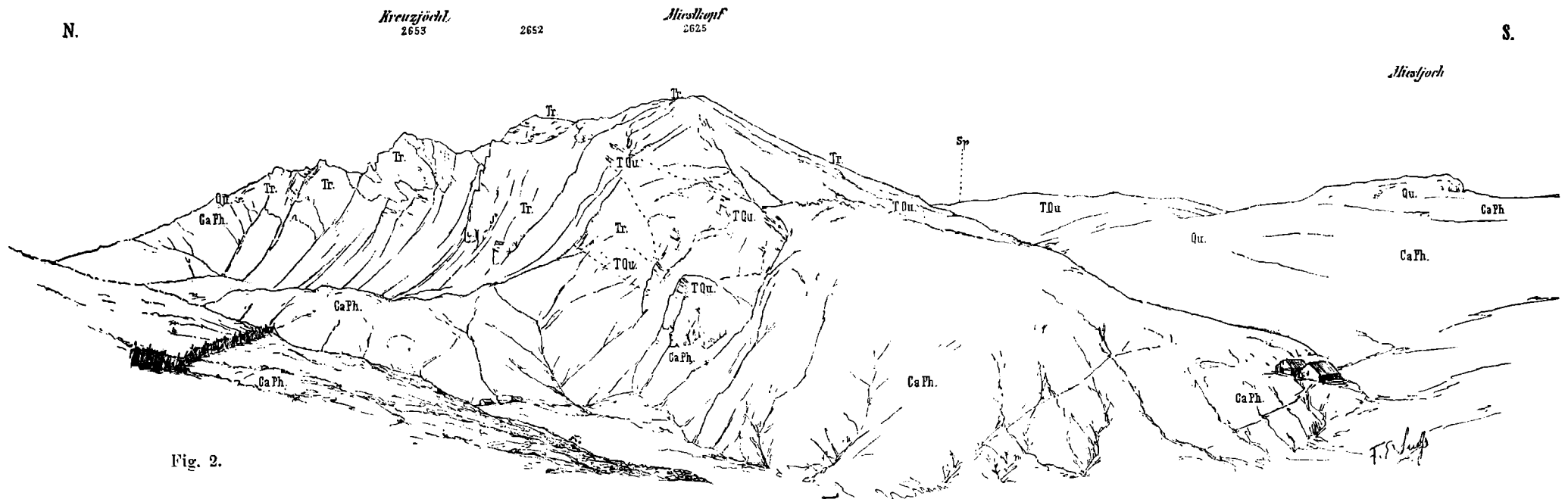


Fig. 2.

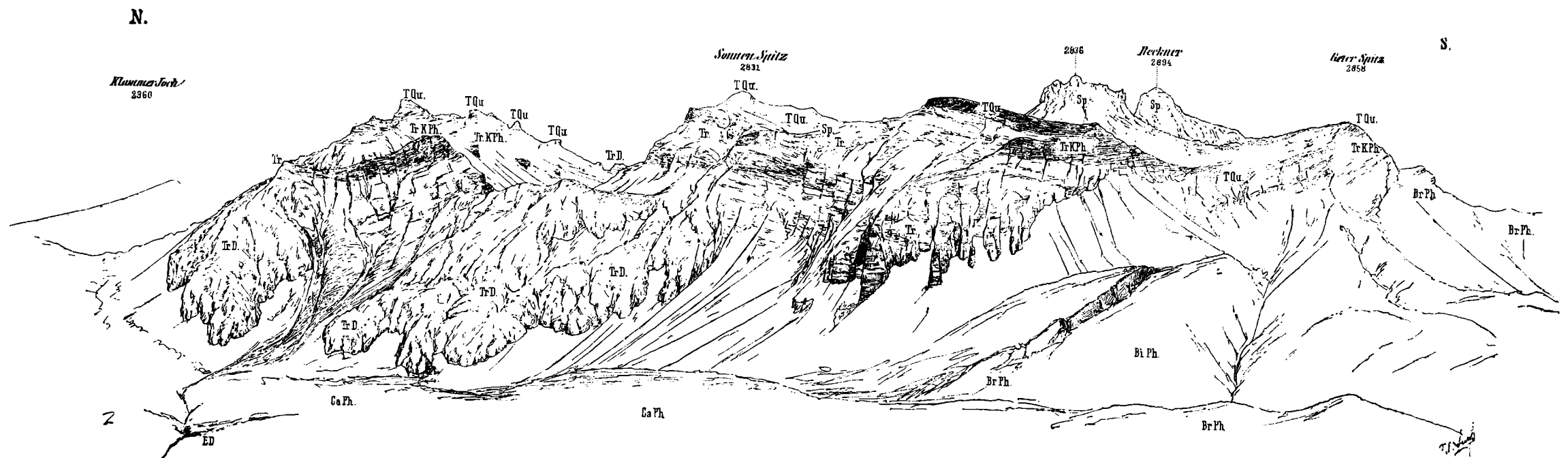
Aut. del.

Tafel XII.

Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie.

Erklärung zu Tafel XII.

Tarnthaler Köpfe von einem Punkte des Nordgehanges des Kreuzjöchls in der Nähe der C. 2215 aus gesehen. BrPh. = Kalkphyllite des Brenner. ED. = Eisendolomit. Die übrigen Bezeichnungen wie auf Tafel XI. Die Tarnthaler Quarzitschiefer in Verbindung mit den Serpentinien überlagern auf eine weite Strecke die verschiedenen Gesteine der Triasformation. Näheres siehe S. 604.



Autor del.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band XLIV, 1894.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III. Rasumoffskygasse 23.

Tafel XIII.

Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie.

Erklärung zu Tafel XIII.

- Fig. 1. Quarz-Sericit-Schiefer. Klamm-Spitz (Sonnen-Spitz) nächst dem Klammer Joch. Uebergang von klastischer zu faserig-schiefriger Structur. Ohne Nikol. Vergr. 18. Siehe S. 645 ff.
- Fig. 2. Verrucano-artige Quarz-Sericit-Grauwacken von Matrei. Die Quarzkörner sind von Sericithäuten umflossen. Oben ein grosses, durch Einschlüsse getrübt Orthoklaskorn mit Quarzgängen. Ohne Nikol. Vergr. 18. Siehe S. 644.
- Fig. 3. Fältelungs-Cleavage im plattig-schiefrigen, phyllitischen Kalkstein der Triasformation. Tarnthaler Köpfe. Ohne Nikol. Verg. 24. Siehe S. 666.
- Fig. 4. Ketten grösserer Kalkspathkörner, welche von den Glimmerlagen aus in die feinkörnigere Calcitmasse hineinwachsen. Handstück der älteren Kalkphyllite des Brenner. Griffl-Alpe bei Navis. Ohne Nikol. Vergr. 24. Siehe S. 636.



Fig. 1.



Fig. 2.

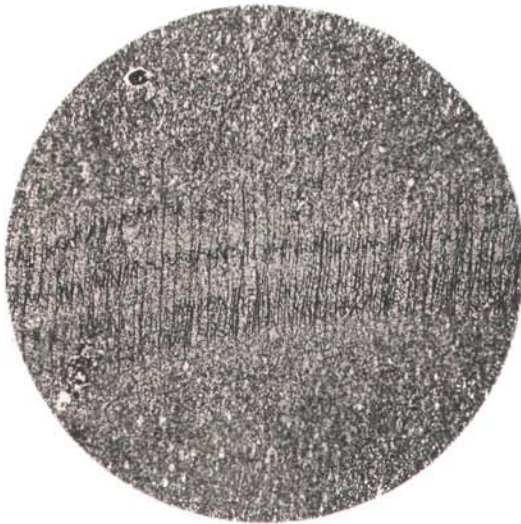


Fig. 3.



Fig. 4.

Negative aus dem mineral. Institut der deutschen Universität in Prag.

Lichtdruck von Max Jaffé in Wien.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band XLIV., 1894.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.