

# Geologie der Peitlerkofelgruppe. (Südtiroler Dolomiten.)

Von Georg Mutschlechner, Innsbruck.

(Mit 1 geologischen Karte, 1 Profiltafel und 2 Textfiguren.)

Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort . . . . .	76
Stratigraphischer Teil . . . . .	76
Vorpermisches, kristallines Grundgebirge . . . . .	76
Quarzphyllit . . . . .	76
Diabasporphyr . . . . .	77
Unteres Perm . . . . .	78
Basabildungen . . . . .	78
Feldspatreiche Porphyrite von Villnöß . . . . .	80
Quarzporphyr des Bürstling . . . . .	81
Oberes Perm . . . . .	81
Grödner Sandstein . . . . .	81
Bellerophon-Schichten . . . . .	83
Trias . . . . .	84
Werfner Schichten . . . . .	84
Unterer Muschelkalk . . . . .	85
Mendeldolomit (Sarldolomit) . . . . .	86
Buchensteiner Schichten . . . . .	87
Buchensteiner Agglomerate . . . . .	88
Augitporphyr . . . . .	89
Wengener Schichten . . . . .	90
Wengener Agglomerate . . . . .	90
Schlernkalk . . . . .	91
Cassianer Schichten . . . . .	91
Schlerndolomit . . . . .	91
Vergleichende Übersicht der Faziestypen (Tabelle) . . . . .	92
Tektonischer Teil . . . . .	93
1. Störungsflächen . . . . .	93
2. Tektonische Einheiten . . . . .	95
3. Das Verhältnis der tektonischen Einheiten zueinander und Transportrichtung . . . . .	96
4. Selektive Tektonik . . . . .	98
5. Zusammenfassung . . . . .	99
Morphologie . . . . .	100
A. Selektive Formgebung und Bodenbildung . . . . .	100
B. Paläomorphologische Bemerkungen . . . . .	101
C. Hebungswise Formentwicklung im Tertiär . . . . .	102
D. Quartäre Morphologie . . . . .	104
Diluvium . . . . .	104
a) Moränen . . . . .	104
b) Interglaziale Gehängebreccie . . . . .	107
c) Terrassensedimente . . . . .	109
Alluvium . . . . .	109
Nutzbare Ablagerungen, Mineralquelle . . . . .	110
Verzeichnis der benützten Literatur . . . . .	110

## Vorwort.

Bei der Lage des hier behandelten Gebietes am Nordwestrande der Südtiroler Dolomiten standen von vornherein zwei Fragestellungen im Vordergrund:

1. Das Auflagerungsverhältnis auf dem kristallinen Fundamente,
2. Verlauf und Deutung der „Villnösser Linie“.

Die Arbeiten im Felde wurden in den Monaten Juli, September und Oktober 1931 in 65 Aufnahmetagen durchgeführt.

Handstücke, Versteinerungen und Dünnschliffe liegen in der Sammlung des Geologischen Institutes der Universität Innsbruck.

Das ursprüngliche, viel ausführlichere Manuskript mußte infolge der neuesten Sparvorschriften für die Drucklegung fast auf die Hälfte gekürzt werden, unter Verzicht auf ganze Kapitel und viele Einzelheiten.

Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. R. Kiebelberg, bin ich für manche Anregungen und Winke bei der Ausführung der Arbeit und für die gütige Durchsicht des Manuskriptes zu großem Danke verpflichtet.

Der Deutsche und Österreichische Alpenverein unterstützte meine Feldaufnahme durch eine namhafte Subvention und bewilligte die Mittel für den Kartendruck, wofür ich auch an dieser Stelle herzlich danke.

Innsbruck, im März 1932.

## Stratigraphischer Teil.

### Vorpermisches, kristallines Grundgebirge.

#### Quarzphyllit.

Am Nord- und Westrande der Peitlerkofelgruppe taucht der Brixner Quarzphyllit als Unterlage der permisch-mesozoischen Gesteinsfolge heraus. Höher oben tritt er nochmals, und zwar eingekeilt zwischen Gesteinen permischen Alters zutage. Am Villnösser Bache übergreift er als mächtige Schuppe nicht nur permische, sondern auch triadische Schichten.

Nur scheinbar ist der Quarzphyllit dieses Gebietes eintönig. In Wirklichkeit setzt er sich aus den verschiedensten kristallinen Schiefen zusammen, jedoch konnten die meist geringmächtigen, auch im Streichen nicht weit verfolgbar, oft allmählich ineinander übergehenden Zwischenschaltungen in der Karte nicht ausgeschieden werden.

Hauptgestein ist das, was in der Geologie der Ostalpen als Brixner Quarzphyllit bezeichnet wird: die nachkristalline tektonische Fazies vorpermischer Tone und Quarzsandsteine (Paraphyllit). Ein feinschieferiges Gestein von stahlgrauer bis silberglänzender Farbe, meist grau, grünlichgrau oder rostbraun anwitternd. Wo es vom Grödner Sandstein überlagert wird, kann man häufig äußerliche Rotfärbung der obersten Phyllitbänke wahrnehmen. Im übrigen verweise ich auf meine Beschreibung a. a. O. (20<sup>4</sup>), Seite 172). Einzelne Proben enthielten Turmalinnadeln

<sup>1</sup>) Die Zahlen verweisen auf das Literaturverzeichnis.

Abarten des Quarzphyllits entstehen zunächst durch das Zurücktreten des Quarzes und Vorwalten des Glimmers. Auf diese Weise entwickeln sich glimmerschieferartige Gesteine, oft mit zahlreichen neugebildeten Biotiten, die das Gestein unabhängig von der Fältelung durchziehen und häufig quergestellt sind.

Örtlich enthält der Quarzphyllit kleine, durch Kohlenstoffanreicherungen dunkelgefärbte Linsen, an sich ähnlich wie der Kohlenstoffphyllit von Afers und Villnöß. In größerer Mächtigkeit kommen aber weder Kohlenstoffphyllite noch -quarzite in diesem Gebiete vor.

Mit dem normalen Phyllit wechseln manchmal (z. B. südwestlich von Punkt 1741 südlich Untermoj) graue, so feinkörnige Lagen, daß man erst mit der Lupe Glimmerschüppchen erkennen kann.

Die höchsten Lagen der Quarzphyllitzone sind vielfach als Chloritschiefer entwickelt. Fundstellen östlich vom Würzjoch, westlich vom Halsl usw.

Östlich vom Würzjoch und am Gipfel des Kurtatsch (2117 m) stehen quarzitisches Phyllite an.

Im Rodelwalde kommt ein schmutzigweißer, biotitführender, rostbraun anwitternder Sericitquarzit vor.

Am Kuratensteige, der Villnöß mit Afers verbindet, wurde ein im frischen Bruche dunkelgrauer, gelbbraun anwitternder Quarzitschiefer gefunden, der außer Quarz, Biotit und Muscovit auch etwas Plagioklas und Magnetit enthielt.

Eine dunkelgraue, glimmerarme, aber noch deutlich geschichtete quarzitisches Einschaltung steckt an der Südostseite des Mittelberges (südwestlich von Punkt 1720) im Quarzphyllit.

Ähnliches, aber grün anwitterndes Gestein bildet den höchsten Phyllithorizont südwestlich vom Halsl.

Reiner, sehr heller Quarzit steht im unteren Teile des Katzensteiges auf etwa 1200 m Höhe an.

Echte Gneise, Phyllitgneise und Karbonatgesteine fehlen.

Bevorzugte Bruchflächen verlaufen auch hier fast senkrecht zur Faltungssachse. Durch Parallellagerung des Glimmers auf den Schichtflächen entstehen örtlich Gleitbahnen, von denen Schuppungen ausgehen.

Gerölle fertig geprägten Quarzphyllits in den unterpermischen Basalbildungen beweisen, daß seine tektonische Durchbewegung schon in vorpermischer Zeit vollendet war.

### Diabasporphyrit.

An der Südseite des Aferer Tales wurde in den Abhängen des Tschiniför ein stockartig auftretendes Ganggestein festgestellt, das den Brixner Quarzphyllit ohne jede Kontaktwirkung durchsetzt. Infolge Überlagerung durch die Basalbildungen des Tschiniför und der Muntwiesen ist nur der nördliche Teil des Ganges sichtbar (Profil 5).

Dem sehr festen, grünlichgrauen, braun anwitternden Massengestein wurden zur näheren Untersuchung zwei Proben entnommen. Beide sind, obwohl das Material ziemlich frisch aussieht, tiefer hinein zersetzt, als es durch Verwitterung allein möglich wäre. Auf letzteren Vorgang geht wohl die beobachtete Limonitbildung zurück. Das Gestein ist deutlich porphyrisch struiert. Die größten Kriställchen erreichen 2 mm Durchmesser. Im Dünnschliffe sieht man viele karbonatische Pseudomorphosen nach Augit und nach Feldspat. Der unveränderte Feldspat ist ausschließlich Kalifeldspat. Vereinzelt fanden sich Biotite, seltener Apatitnadeln.

Das spezifische Gewicht betrug 2.5.

Demnach reiht sich dieses basische Gestein in die Gruppe der Diabasporphyrite bis Norite, die im unteren Pustertale an zahlreichen Stellen den Quarzphyllit gangförmig durchbrechen.

Das Alter der Intrusion ist vorpermisch, da die unterpermischen Basalbildungen dem Gange seitlich angelagert sind und auch in seinem Hangenden folgen, ohne daß irgendwelche Apophysen der Gangmasse in das Hangende eingedrungen wären. Andererseits finden sich Gerölle des Diabasporphyrits als Einschlüsse in den Tuffkonglomeraten der Basalbildungen.

## Unteres Perm. Basalbildungen.

Über dem Quarzphyllit bzw. dem Diabasporphyrit folgt unter den feldspatreichen Porphyriten eine Serie von Gesteinen, für welche ich die v. Klebelsbergsche Sammelbezeichnung „Basalbildungen“ (16) verwende.

Ihr Verbreitungsgebiet liegt, wie die Karte zeigt, westlich vom Halsljoche.

Diese Basalbildungen waren auch früheren Bearbeitern nicht entgangen. Da sie bisher mangelhaft kartiert, vielfach mit dem Quarzporphyr verwechselt und nicht beschrieben wurden und weil über ihre Ausbildung Unklarheit herrscht, scheint es zweckmäßig, meine Beobachtungsergebnisse ausführlicher zu bringen.

Die Basalbildungen beginnen in der Regel mit dem sogenannten „Verrucano“, einem hier hauptsächlich aus Quarz und Quarzphyllit, daneben aber auch aus Quarzit, Sericit- und Chloritschiefer des aufgearbeiteten Untergrundes bestehenden Konglomerate. Einschlüsse von kausenitischen Gesteinen, Quarzporphyr und anderen Massengesteinen wurden nicht gefunden. Die besten Aufschlüsse liegen oberhalb einer Weggabelung östlich von Gstill in Villnöß und am Russisbache.

Die Bestandteile sind meist gerundet, z. T. auch gerollt. Längsdurchmesser von 2—3 cm sind am häufigsten. Das Bindemittel ist gewöhnlich sandig-glimmerig und vorwiegend grünlich. Eine Ausnahme macht ein ost-südöstlich vom Laseider anstehender Verrucano, dessen kantenfrische, blättchenförmige Einschlüsse in einem braunen (eisen-schüssigen), feinsandigen Bindemittel liegen. Ein ganz ähnliches Gestein kommt auch südlich des Villnösser Tales im Liegenden der Raschötzer Quarzporphyrplatte vor.

Der Verrucano lagert transgredierend in Hohlformen des Quarzphyllits. Man neigt in neuerer Zeit dazu, ihn mehr als festländischen Verwitterungsschutt zu erklären. Dagegen spricht die deutliche Rollung vieler Komponenten. Es ist aber immerhin vorstellbar, daß bei der Bildung dieses marinen Transgressionsproduktes auch umgelagerter festländischer Verwitterungsschutt Verwendung fand. Bemerkenswert ist, daß eine am Westrande der Muntwiesen (südwestlich von Punkt 1720) entnommene Verrucano-Probe deutlich eine Kornsortierung erkennen läßt, wobei ganz feinsandige Lagen mit groben, hauptsächlich aus Quarzphyllitplittern und -blättchen bestehenden wechsellagern. Die Einschlüsse sind stets mit der Breitseite den Schichtflächen parallel angeordnet.

Ein ausgesprochenes Fehlgebiet des Verrucano ist der Nordrand der Peitlerkofelgruppe östlich vom Halsl. Was die Karte Mojsisovic's

dort als durchgehenden Streifen von Verrucano bezeichnet, ist unterer Grödnner Sandstein, dessen geröllreiche Lagen von ersterem unbedingt getrennt werden müssen.

Ohne scharfe Grenze lagert über dem Verrucano eine mächtige Folge von dunklen Gesteinen, vorwiegend Tuffkonglomeraten, aber auch Tuffen und Laven. Wo ersterer fehlt, beginnen diese unmittelbar über dem Quarzphyllit und dem Diabasporphyrit.

Als Tuffkonglomerate fasse ich alle jene klastischen Bildungen im Liegenden der feldspatreichen Porphyrite und des Grödnner Sandsteins zusammen, die sich durch reiche Führung von bunt gemischten, kantestumpfen bis gerundeten Einschlüssen auszeichnen und durch ein tuffiges oder lavenartiges Bindemittel verfestigt sind. Die Größe der umschlossenen Stücke schwankt zwischen wenigen Millimetern und zwei Metern. Die wichtigsten Komponenten sind Quarzphyllit, Quarzite und Porphyrite. Die Herkunft der letzteren ist in der Regel unbekannt, meist sind sie stark zersetzt.

Die Einschlüsse lassen sich zu zwei Haupttypen gruppieren:

1. Solche aus der Quarzphyllitzone.

Sehr häufig Quarzphyllit und Quarzit; auch Kohlenstoffquarzit. Ganz selten rein weißer Quarzit. Nur in einem Stück vertreten war Kohlenstoff und Erz (Magnetit und Pyrit) führender Quarz-Glimmer-Sandstein aus den Kohlenstoffeinlagerungen des Brixner Quarzphyllits (Schliff 22).

2. Einschlüsse von porphyrisch struierten Erstarrungsgesteinen.

a) Diabasporphyrit, wie auf Seite 77 beschrieben. Fundstellen: Westlich von Coll.

b) Braun anwitterndes, im frischen Bruche rötlichgraues, feinkörniges Erstarrungsgestein mit porphyrischer Struktur. Reich an Plagioklas. Außerdem zersetzte Augit und Calcitmandeln. Viel Magnetit, bald fein verteilt, bald zu Gruppen gehäuft. In der Grundmasse sehr viel Erz und Feldspat. Schliff 21. Fundort: Südwestlich vom Ritscherhof in Villnöß.

c) Feinkörniges, löcherig anwitterndes, an frischen Bruchstellen dunkelgraues Gestein. Hauptgemengteile: Plagioklase mit Zonenbau und Zwillingsstreifung. Etwas Erz (? Eisenglanz). Calcit. In der Grundmasse unbestimmbare Feldspäte. Schliff 4. Fundort: Südwestlich von Punkt 1720 an der Ostseite des Mittelberges.

d) Hellgrauer Porphyrit mit brauner Verwitterungsrinde. Mineralbestand: Plagioklas (teilweise mit Zonarstruktur), Biotitfädelchen, grünliche Zersetzungsprodukte, wenig Quarz, etwas Limonit. Sehr feinkörnige Grundmasse aus Feldspäten. Schliff 10. Fundort: Südseite des Tschiniför.

e) Braun anwitterndes, im frischen Bruche braunviolettes, sehr feinkörniges Gestein mit porphyrischer Struktur. Viel Feldspatkörner mit Eigenform und deutlichem Zonenbau (Orthoklas). Wenig Quarz. Augit und Hornblende mit limonitischem Saum. Beide durch Calcit verdrängt, so daß vielfach nur mehr aus der Form auf das ursprüngliche Mineral geschlossen werden kann. Zu erwähnen ist ferner eine nicht genauer bestimmbare, blaßgrüne, isotrope Substanz. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Feldspäten. Schliff 1. Fundstelle: Südöstlich vom Laseider (Villnöß). Eine der häufigsten Gesteinstypen in den Tuffkonglomeraten.

f) Ein feinkörniges, rötlichgrünes, porphyrisch struiertes Gestein. Sehr viel Orthoklas (Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz), aber auch etwas Plagioklas. Vollkommen zersetzter Augit, an dessen Stelle grünliche Umwandlungsprodukte treten. In der rötlichvioletten Grundmasse Feldspatkriställchen. Schliff 15. Fundstelle: Westlich der Mantinger Wiesen (Villnöß), außerhalb des engeren Arbeitsgebietes.

Die Laven der Basalbildungen treten gegenüber den Tuffkonglomeraten stark zurück. Sie wurden hauptsächlich nördlich des Rodelbaches, u. zw. südwestlich der Hofer Gampen, festgestellt. Die Aufnahme hat ergeben, daß Augitporphyr, der anderwärts ein wesentlicher Bestandteil der Basalbildungen ist, hier gar keine Rolle spielt.

Eine südlich von Punkt 1846 (westlich vom Halsl) stammende Probe von grauem, tuffsandsteinartigem Aussehen erwies sich als Porphyrit (Schliff 14) mit Orthoklas, etwas Quarz, zersetztem Augit und spärlichem Olivin. Viel Calcit. Magnetit. Bis zu 5 mm große Quarzphyllitstückchen als Einschlüsse. Die Grundmasse enthält winzige Feldspäte.

Eine gleichfalls in dieser Gegend entnommene Probe (Schliff 3) ergab einen rötlichen Porphyrit mit zonar gebautem und verzwilligtem Plagioklas als Hauptgemengteil neben Quarzmandeln, Calcit und Magnetit.

Etwas reichlicher sind nördlich des Rodelbaches die Tuffe der Basalbildungen entwickelt. Es sind im allgemeinen feste, z. T. gut gebankte, feinkörnige, graue Tuffe, die vorzugsweise stratigraphisch mittlere Lagen einnehmen. Vom Westgipfel des Tschiniför (Punkt 1810) stammt ein dunkelgrauer bis schwarzer, äußerst feinkörniger Tuff mit deutlichen Anzeichen von Schichtung. Er enthält viel Quarz und hellen Glimmer, etwas Plagioklas, Orthoklas, Biotit und Erz. Schliff 28.

Auch die Tuffkonglomerate, Laven und Tuffe liegen diskordant auf dem Quarzphyllit und füllen Erosionshohlformen.

Bezüglich ihrer Bildungsbedingungen ist noch wenig bekannt. Für eine Beteiligung von Wasser beim Ablagerungsprozeß spricht außer der Bankung bzw. Schichtung die Mannigfaltigkeit und die Rundung der Einschlüsse, weiters das Vorkommen von Pflanzenresten und Hornsteinen (beide westlich vom Halsl, u. zw. südlich von Punkt 1920) im Verbands der Tuffe.

Die maximale Mächtigkeit der Basalbildungen schätze ich auf 200 m.

### Feldspatreiche Porphyrite von Villnöß.

Das Verbreitungsgebiet dieser Gesteine ist auf die Umgebung von St. Peter im Villnöß beschränkt.

Vom Quarzporphyr unterscheiden sie sich sehr auffällig durch den geringen Quarzgehalt, worauf bereits Vardabasso (36, Seite 97) kurz verwiesen hat.

#### Petrographische Beschreibung:

Im Gegensatz zum Quarzporphyr bilden die Porphyrite weniger feste, oft löcherig anwitternde Gesteine von meist rotvioletter Farbe. Die Struktur ist ausgesprochen porphyrisch. Mit freiem Auge erkennt man bis 1 cm große Feldspateinsprenglinge, die sich im Dünnschliffe (Schliff 7) durch die polysynthetische Zwillingsstreifung als Plagioklase erweisen. Stark vererzter Biotit (Magnetitbildung) umschließt Feldspatleisten. Sehr selten erscheint im Schliff eingebuchteter und zerbrochener Quarz. Gelegentlich wurden auch kleine Quarzdrusen gefunden. Außerdem östlich Gstill ein wohl ausgebildeter Quarzkristall. Etwas Hornblende, stark vererzt. In der Grundmasse Feldspat und ungemein viele kleine Titaneisenadeln.

Abweichende Ausbildungen der Porphyrite wurden am Blaubach beobachtet, wo der Quarzgehalt sich anreichert, als Quarzporphyr kann man sie aber auch dort nicht ansprechen. Im Steinbruche bei der Kirche von St. Peter steht hingegen ein orthoklasreicher Porphyrit an.

Das Verhältnis zum Bozner Quarzporphyr und zum Theiser Porphyr kann von diesem Gebiete aus nicht beurteilt werden. Entweder sind die Porphyrite von Villnöß ein sehr tiefer Erguß der Quarzporphyrplatte oder es sind quarzarme Ausläufer einer in der Mitte quarzreichen Decke.

Die Mächtigkeit der Porphyrite beträgt ungefähr 100 m.

## Quarzporphyr des Bürstling.

Im innersten Villnöß reicht noch der nordöstlichste Ausläufer einer mächtigen Quarzporphyrdecke bis an den Gasserillbach heran. Es ist dies das altbekannte Vorkommen am Bürstling, das mit dem Raschötzer Porphyry (zwischen Villnöß und Gröden) in Verbindung steht. Der Porphyry scheint hier ohne Zwischenschaltung von Basalbildungen direkt auf dem Quarzphyllit zu lagern. Die verstreuten Blöcke von Agglomeraten entstammen der ladinischen Stufe und sind durch das Eis hierher gelangt.

Das Gestein ist im frischen Bruche braunviolett und verwittert etwas dunkler. Seine Struktur ist deutlich porphyrisch, die Grundmasse bisweilen fluidal entwickelt. Das gesprenkelte Aussehen wird durch viele helle, ziemlich regelmäßig verteilte porphyrische Ausscheidungen bewirkt, die in einer braunroten, für das freie Auge dicht erscheinenden Grundmasse eingebettet liegen. Die hellen Gemengteile erweisen sich als Orthoklas und Quarz, wobei der Kalifeldspat mengenmäßig überwiegt, der Quarz hingegen manchmal die größeren Einsprenglinge bildet. Das Gestein ist auch von kleinen orthoklasreichen Schlieren durchzogen.

### Mikroskopischer Befund.

Die stark zertrümmerten Quarzkörner sind teils kristallographisch begrenzt, teils erscheinen sie durch nachträgliche Resorption eingebuchtet. Sie umschließen doppelbrechende Körner.

Der Orthoklas ist meist stark zersetzt, seltener farblos, im gewöhnlichen Lichte sieht man ihn daher je nach der Schlifffdicke grau bis graubraun gefärbt. Er ist von vielen Spaltrissen durchzogen.

Der spärlich vorhandene Plagioklas zeigt Zwillinge nach dem Albitgesetze.

Die untersuchten Proben enthielten nur wenig Biotit.

In der äußerst feinen Grundmasse sind Quarzkörner zu erkennen nebst Adern und Mandelauskleidungen mit Quarz.

Von den im vorangehenden Kapitel beschriebenen Porphyriten unterscheidet sich der Quarzporphyr, wie schon sein Name sagt, durch den hohen Quarzgehalt.

Weil der Raschötzer Porphyry zu den ältesten Ergüssen der Südtiroler Porphyryplatte zählt und von einer mächtigen Folge oberpermischer Sedimente überlagert wird, muß seine Eruption spätestens im untersten Perm erfolgt sein. Paläontologische Anhaltspunkte sind aus dieser Gegend nicht bekannt.

## Oberes Perm.

### Grödner Sandstein.

Das sichtbare Hauptverbreitungsareal liegt im Norden, wo am Rande gegen das kristalline Grundgebirge die älteren Schichten gut erschlossen sind. In der Tiefe des Villnößer Tales sind die permischen Sandsteine hauptsächlich auf das linke Ufer beschränkt, nur südlich von Gstill, unterhalb des Profanterhofes und bei Rannui greifen sie auf das rechte Ufer über. Oberster Grödner Sandstein geht auf der Gampenalpe und — als Seltenheit im Innern der Dolomiten — östlich von Seres (Campill) in 1540 m Meereshöhe zutage.

Das Liegende des Sandsteins ist am Nordrande zwischen St. Martin und dem Russisbache Quarzphyllit. Westlich dieses Baches bilden, mit Ausnahme zweier kleiner Vorkommen am obersten Blaubach, andere

Gesteine die ursprüngliche Unterlage: Basalbildungen (Verrucano, Tuffkonglomerate usw.), zwischen St. Magdalena und Pizak feldspatreiche Porphyrite. Das sedimentäre Auflagerungsverhältnis ist überall konkordant, ebenso die Grenze gegen die hangenden Bellerophon-Schichten.

Genau so wie in den östlich anschließenden St. Vigiler Dolomiten läßt auch hier der Grödner Sandstein eine im Streichen anhaltende, für die Beurteilung der tektonischen Vorgänge wichtige Dreiteilung erkennen: in je eine untere und obere rotgefärbte Zone, die den mittleren, grauen bis graubraunen Horizont zwischen sich schließen.

Die Sandsteine beginnen überall mit roten, geröllreichen Arkosen, wobei sich manchmal ein paar Meter über der Liegendgrenze dünne, konglomeratartige Lagen unterscheiden lassen, die seitlich bald auskeilen. Dem Verrucano gehören diese Einschaltungen nicht mehr an, da sie bereits im Verbands des Grödner Sandsteins auf-

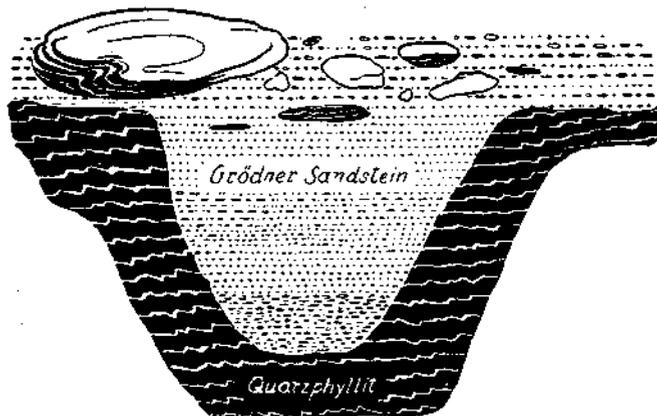


Fig. 1. ( $\frac{1}{3}$  der nat. Größe.)

treten. Das Material der Gerölle ist hauptsächlich Quarz und Phyllit nebst Chlorit-schiefer aus dem Liegenden. Wo das Bindemittel verwittert oder abgetragen ist, bedecken Tausende kleiner Kieselsteine den Phyllit (Würzjoch). Stücke aus den Tuffkonglomeraten und anderen Basalbildungen habe ich im Grödner Sandstein niemals beobachtet, ein Hinweis, daß in Villnöß die Aufarbeitung nicht sehr tiefgreifend war. Hingegen findet man im untersten Grödner Sandstein südlich von Runkatsch vereinzelt Einschlüsse von feinkörnigen, roten, Feldspat führenden Porphyriten. Bemerkenswert ist ferner das Vorhandensein von Quarzporphyrstückchen, deren östlichste Fundstelle im Gunggan liegt. Alle diese Bestandteile zeichnen sich durch eine mehr oder weniger vollkommene Rollung aus und erreichen manchmal die Größe einer Männerfaust. Kornsortierung ist häufig wahrzunehmen.

Diese Merkmale lassen im Vereine mit der gleichmäßigen und weiträumigen Verbreitung auf die Entstehungsbedingungen der untersten Grödner Sandsteinlagen schließen. Die Größe und die gute Bearbeitung, das Fehlen von Windkantern, dafür aber schöne Kiesel, sprechen gegen den so häufig angenommenen Windtransport, wobei allerdings zu berücksichtigen bleibt, daß in äolischen Ablagerungen auch Flußgerinne möglich sind. Daß solche tatsächlich existierten, beweist eine dachrinnenartige Vertiefung im obersten Quarzphyllit westsüdwestlich vom Halsl. Diese vom Wasser geschaffene Rinne ist Schicht für Schicht mit feinkörnigem Grödner Sandstein aussedimentiert. Darüber breiten sich geröllreiche Sandsteinlagen. (Fig. 1.)

Das Hauptgestein ist ein grobkörniger, roter, weiter oben grauer Quarzsandstein, der außerdem viel Kaliglimmer und Feldspat enthält. Letzterer tritt allmählich zurück, so daß der graue Horizont fast ausschließlich aus Quarz und Glimmer besteht. Bei der Untersuchung der mittleren (grauen) Zone ist mir z. B. am Russisbache wiederum eine beträchtliche Geröllführung aufgefallen. Die dritte und höchste Abteilung liefert abermals ein roter, nun aber bedeutend feinkörnigerer Sandstein. Dieser geht schließlich eine Wechsellagerung mit ganz dünn gebankten, dolomitischen Gesteinen ein, die den Beginn der Bellerophon-Schichten anzeigen.

Charakteristisch für den Grödner Sandstein ist die gute Schichtung, innerhalb Pizak und bei St. Magdalena auch Kreuzschichtung, sowie die verhältnismäßig dichte Packung der Körner (geringes Porenvolumen).

Außer einem Zapfenabdruck, der wahrscheinlich einer *Voltzia Hungarica* Heer angehört und aus einem roten Sandstein südsüdwestlich vom Halsl stammt, wurden keine bestimmbareren Fossilien gefunden.

Die Mächtigkeit des Grödner Sandsteins beträgt durchschnittlich 200 m, davon entfallen auf die unterste Gruppe 10 bis 50 m. Die mittlere und obere teilen sich gleichmäßig in den Rest. In den Kompatschewiesen ist die Mächtigkeit tektonisch vergrößert.

### Bellerophon-Schichten.

Ihre Verbreitung hält sich im großen ganzen an jene des liegenden Grödner Sandsteins. Im Hangenden folgen die Werfner Schichten. Beide Grenzen lassen keine primären Unkonformitäten erkennen.

Gegenüber der Ausbildung in den St. Vigiler Dolomiten zeigen die Bellerophon-Schichten der Peitlerkofelgruppe lithologische Unterschiede, vor allem im Zurückbleiben der Rauhwacken. Auch die Tonlagen in den unteren Horizonten sind hier spärlicher vorhanden.

Die untere Abteilung geht durch eine Wechsellagerung aus dem Grödner Sandstein hervor. Ganz dünne und darüber folgende dickere Dolomitbänken alternieren mit dem obersten Sandstein. In dem Maße als der Dolomit zunimmt, verringert sich der Anteil des Grödner Sandsteins, bis er schließlich ganz verschwindet. Aus der Ferne ist dieser Wechsel, z. B. in den Abbrüchen der Kompatschewiesen an der hellen Bänderung des intensiv roten Sandsteins gut zu sehen. Darüber folgen dann weiße bis graue, gut gebankte, bisweilen auch etwas löcherige Dolomite. Wenn Rauhwacken überhaupt entwickelt sind, treten sie, wie oberhalb Valdander, als nächst jüngere Bänke auf. Dann beginnt ein vielfacher Wechsel von Gipsen, Dolomiten und tonigen Lagen. Die Gipse bilden hier weniger langgezogene Bänder, wie etwa in der Piccoleiner Schlucht, sondern beschränken sich mehr auf Linsen, Nester und kleinste Anhäufungen. Sie sind gewöhnlich rein weiß, gelegentlich durch Ton verunreinigt, oberhalb Seres auch gelblich. Die größeren erschlossenen Gipsvorkommen, die hier auch zur Klärung tektonischer Fragen beitragen, können aus der Karte abgelesen werden.

Die obere Abteilung setzt sich vorwiegend aus dunklen, bituminösen, sehr häufig von weißen Kalkspatadern durchzogenen Stinkkalken zusammen. An der Nordseite der Robzähne findet man auch sandig-kalkige Schichten. Am Übergang in die Werfner Schichten stellen sich kalkig-mergelige Gesteine ein.

Bezüglich der Fazies wäre zu bemerken, daß die Bellerophon-Schichten von Osten gegen Westen immer kalkärmer werden, indem die bituminösen Kalke, die in den St. Vigiler Dolomiten und im östlichen Gebietsteile besonders reich vertreten sind, allmählich verschwinden und

an den Abhängen des Villtatscherberges (oberhalb St. Magdalena) einer Dolomit- und Gipsfazies Platz machen.

Die Fossilführung der Bellerophon-Schichten beschränkt sich auf die bituminöse Zone. In der Literatur sind als Hauptfundorte „St. Martin“ und der „Ruefenberg“ angegeben (29, 30, 31). Letztere Stelle scheint ausgebeutet zu sein. Ich fand:

Foraminiferen . . . . .	Überall in den oberen (bituminösen) Horizonten.
Crinoideen . . . . .	Blang de Crosta (südlich von Punkt 1737).
<i>Bellerophon</i> sp. . . . .	Keßlergraben, Lagunotschwald. Bei Punkt 2122 nördlich Dos da Buthia. Bronsaratal usw.
<i>Nautilus</i> sp. . . . .	Keßlergraben.

Die Mächtigkeit der Bellerophon-Schichten nimmt gegen Westen ab, was mit dem Schwinden der Kalke zusammenhängt. Im Osten beträgt sie, soweit nicht tektonisch verdickt, 250 m, oberhalb St. Magdalena nur mehr 150 m.

## Trias.

### Werfner Schichten.

Wie jenseits des Gadertales (20), so ist auch in der Peitlerkofelgruppe die kartographische Gliederung der Werfner in Seiser und Campiller Schichten nicht durchführbar. Auch hier fehlt das als Grenzhorizont geltende Kokensche Konglomerat.

Die Seiser Schichten des östlichen Teiles bilden so wie in den St. Vigiler Dolomiten jene untere, schmutziggelbe bis gelbbraune, dünngeschichtete, aus den höchsten Lagen der Bellerophon-Schichten mit undeutlicher Grenze hervorgehende Kalk- und Mergelgruppe. Leitfossil ist *Pseudomonotis Clarae* Emmrich. Im westlichen Gebietsteile sind die Seiser Schichten größtenteils unter Gehängeschutt verborgen.

Die hangenden Campiller Schichten des äußeren Campill<sup>1)</sup> und des Col Vercin-Gebietes weisen große Übereinstimmung mit jenen östlich der Gader (20) auf, was besonders in der Dreiteilung, ähnlich wie beim Grödner Sandstein, in eine untere und obere rote und in eine mittlere, graue Zone zum Ausdruck kommt. Für die weiter westlich gelegenen Vorkommen trifft diese Gliederung nicht mehr zu. Dort kann man im allgemeinen nur eine untere, graue und eine höhere, rote Abteilung unterscheiden. Im Gebiete des Col Vercin sind den oberen Werfner Schichten gerundete, brotlaib- und polsterförmige Gebilde aus Campiller Material sedimentär eingelagert. Hinsichtlich einiger Besonderheiten in der Ausbildung der skythischen Stufe verweise ich auf die Angaben Reithofers (25, S. 268 bis 270).

Die Fossilführung der Werfner Schichten ist verhältnismäßig reich, qualitativ aber eintönig. Tadellose Exemplare sind recht selten. Bestimmt wurden:

<sup>1)</sup> Die prächtigen Aufschlüsse hatten Richthofen (26) zur Einführung der Bezeichnung „Campiller Schichten“ veranlaßt.

## Aus den Seiser Schichten:

<i>Pseudomonotis Clavai</i> Emrich . . . . .	Westseite der Roßzähne. Bei Punkt 2143 (westlich Göma). Südlich von Punkt 1811 im Col Vercin-Gebiet.
<i>Pseudomonotis aurita</i> Hauer . . . . .	Blang de Crosta (bei Punkt 1737). Bronsoi-Westseite (am Wege zur Schlüterhütte). Peitlerkofel (westlich von Punkt 2122). Bronsoi-Ostseite.
<i>Pseudomonotis orbicularis</i> Richthofen .	
<i>Pseudomonotis</i> sp. . . . .	
<i>Anodontophora (Myacites) fassaensis</i> Wissmann . . . . .	Südlich von Punkt 1811 (Col Vercin-Gebiet).

## Aus den Campiller Schichten:

<i>Pseudomonotis</i> sp. cfr. <i>reticulatus</i> Richthofen . . . . .	Keßlergraben (Campill).
<i>Pseudomonotis</i> sp. . . . .	Pitschodel. Blang de Crosta (zwischen Punkt 1811 und Punkt 1848).
<i>Gervillia</i> sp. . . . .	Nordwestlich von Laguschel (bei Punkt 1825).
<i>Anodontophora fassaensis</i> Wissmann .	Pitschodel (nördlich Wall).
<i>Naticella costata</i> Münster . . . . .	Nördlich vom Fraps. Bei Punkt 2143, westlich Göma.
<i>Orthoceras</i> sp. . . . .	Tru de Florian.
<i>Tirolites cassianus</i> Quenst. . . . .	Westseite des Col Vercin.

Die Mächtigkeit der Werfner Schichten schwankt ungemein. Der Maximalbetrag wurde für das Col Vercin-Gebiet, wo das Hangende bereits abgetragen ist, noch mit 300m, die geringste Schichtdicke nördlich von Mischi mit 20m festgestellt. Am häufigsten sind Werte um 200m.

## Unterer Muschelkalk.

Zwischen den Campiller Schichten und dem Mendeldolomit liegt das dünne Paket des Unteren Muschelkalkes. In der Karte tritt diese unscheinbare, aber dennoch horizontbeständige Einschaltung nirgends flächenhaft heraus.

Sie beginnt fast überall mit einer klastischen Bildung, dem Muschelkalkkonglomerat, das nur im westlichsten Teile des Gebietes (Kofelwiese und Villtatscher Berg) fehlt. Von den Roßzähnen angefangen ist es, abgesehen von den durch Schutthalden verursachten Unterbrechungen, nach Osten bis zum Fraps, dann am Oberrand der Bioc-Schlucht über Laguschel bis Campill überall zu finden. Daran reißen sich die Ausstriche an den sonnseitigen Hängen des Campiller- und Bronsaratales, am Bronsoi und auf der Gampenalpe. Auch aus dem Felsenzuge des Sobutsch ist sein Vorkommen bekannt.

Es besteht kein triftiger Grund, diesen Horizont zu den Campiller Schichten zu schlagen, folgen doch im Hangenden niemals wieder Campiller Schichten, die eine Zurechnung zum Liegenden rechtfertigen würden.

Das Muschelkalkkonglomerat setzt sich aus den Gesteinen der unterlagernden Schichten (Seiser und Campiller) zusammen. Die Bestandteile sind gerundet bis gerollt und erreichen alle Größen bis ein paar Dezimeter. Nordöstlich von Laguschel enthält es auch ganz feinkörnige Lagen.

Die Mächtigkeit beträgt am Wege von Plang nach Laguschel 7m (höchster gemessener Wert), am Fraps 2½ bis 3m. Weitere Angaben bei Reithofer (25).

Es ist auffallend, daß das Verbreitungsgebiet des Muschelkalkkonglomerates mit jenem, wo die Werfner Schichten weniger mächtig sind, zusammenfällt. Vielleicht wurde an diesen Stellen das Material zur Aufarbeitung entnommen.

Wo das Konglomerat entwickelt ist, folgt darüber der Untere Muschelkalk engeren Sinnes, dessen lithologische Ausbildung — ähnlich wie in den St. Vigiler Dolomiten — im Streichen einem starken Wechsel unterworfen ist.

Im Bereiche der Gampenalpe und am Sobutsch besteht er vorwiegend aus grauen Kalkmergeln und blaugrauen oder bräunlichen, unebenflächigen bis knolligen Kalken, am Wege von Plang nach Laguschei aus grauem, bituminösem Kalk mit Gastropoden und Muscheln. Am Fraps folgen über dem Konglomerate stellenweise rötliche und grünliche, den Campiller Schichten ähnliche Lagen. Über Auskeilen des Muschelkalkkonglomerates in Kalke und Kalksandsteine hat bereits Reithofer (23), über seitliche Vertretung durch z. T. geröllführenden Dolomit an der Nordseite des Peitlerkofels von Pia (24) berichtet. Westlich der Roßzähne und am Villtatscher Berg ist der gesamte Untere Muschelkalk (also einschließlich des Richthofenschen Konglomerates) dolomitisch entwickelt und vom hangenden Mendeldolomit bald durch schwachen Bitumengehalt, bald durch seine dichtere Struktur und dünnbankige Absonderung zu unterscheiden.

Die Fossilführung ist gering. Meine Aufsammlungen enthielten:

<i>Pecten</i> sp. . . . .	Campilltal, südlich von Plang.
Unbestimmbare Muscheln . . . . .	" " " "
<i>Natica</i> sp. . . . .	Südseite des Fraps. " "
Unbestimmbare Gastropoden . . . . .	Campilltal, südlich von Plang.

Die Mächtigkeit (ohne Basalkonglomerat) übersteigt wohl nie den Betrag von 20m. Am häufigsten sind Werte zwischen 2 und 5m.

### Mendeldolomit (Sarldolomit).

Die Verbreitung ist mit jener des Muschelkalkes eng verknüpft. Überall dort, wo dieser in der Peitlerkofelgruppe auftritt, folgt in seinem Hangenden der oberanische Dolomit. Die Ausstriche erscheinen im Kartenbilde stets breiter als jene des Unteren Muschelkalkes. Größere sichtbare Horizontaler Streckung hat der Mendeldolomit nur östlich vom Gipfel des Peitlerkofels, wo sich die Neigung des Hanges dem flachen Südeinfallen angepaßt hat.

Der Mendeldolomit unterscheidet sich von den übrigen Dolomitgesteinen des Gebietes am besten durch sein kristallinisches Aussehen und die schmutzigweiße bis graue Farbe. Er gleicht somit jenem östlich des Gaderbaches. Am Fraps ist der Mendeldolomit hochkristallin und bituminös. An der Nordseite dieses Berges führt er winzige Pyritkristalle. Auf Dos da Buthia folgt über dem Muschelkalk ein heller Dolomit mit Crinoideen, der in höheren Lagen schwach bituminös wird. Dieses auf Salzsäure nicht reagierende Gestein neigt zur Verkarstung.

Am schwierigsten war die Abgrenzung des Mendeldolomits im westlichen Gebietsteile, wo sowohl der Muschelkalk im Liegenden als auch der hangende Schlerndolomit — wie am Paratscha bei St. Vigil — in dolomitischer Fazies entwickelt sind. An der Nordseite der Roßzähne ist die Grenze zwischen Mendel- und Schlerndolomit an einer Gesteinsfuge zu erkennen.

Mächtigkeit: Durchschnittlich 50, selten 100m.

## Buchensteiner Schichten.

Zwischen Mendel- und Schlerndolomit schaltet sich häufig dieses ungleich dicke, recht charakteristische Schichtpaket ein. Nur die westlichen Ausläufer der Peitlerkofelgruppe (Villtatscher Berg und Roßzähne) nehmen wiederum eine Sonderstellung ein, weil sich hier die Dolomitbildung in die ladinische Stufe fortsetzte.

Am Aufbau dieser Schichten sind hauptsächlich hornsteinreiche und kieselige Kalke, in geringerem Maße auch Dolomite und Tuffe beteiligt.

In den steilen Nordabbrüchen der Aferer Geiseln und des Peitlerkofels bilden sie eine ganz dünne Folge von roten und grünen Hornsteinkalken, Knollenkalken und grau-weiß gemusterten Breccien. Gegen Osten (z. B. unterhalb Punkt 2372) gesellen sich noch in dünne Tafeln spaltende Sedimentärtuffe und Schiefer dazu.

Am Fraps beginnen die Buchensteiner Schichten teils mit Hornsteinkalken, teils mit hornsteinführenden Dolomiten. Höher oben finden sich graue, schwarze und grünliche Tuffe mit Pflanzenresten in Wechselagerung mit harten, grauen Kieselkalken. Nördlich vom Sattel 2109 gibt es auch graue und grüne, grobkörnige Tuffe. Zu beiden Seiten des Laguschelbaches sind die Buchensteiner Bänder- und Knollenkalken gut erschlossen. Erstere bilden hier den höheren Horizont und enthalten nordöstlich von Punkt 1522 in den obersten, schieferigen Lagen Abdrücke von Daonellen. In dieser Fazies reichen die Buchensteiner Schichten bis zum Seresbach. An dessen südwestlichem Ufer werden sie teilweise durch einen blaßroten, fühlbar sandigen Dolomit vertreten (Fundstelle östlich von Punkt 1997). An der Nordseite des Bronsaratales sind die Buchensteiner Schichten zur Hauptsache als Knollen- und Bänderkalke entwickelt. Sie führen hier *Pietra verde*. Am Sobutsch bestehen sie aus Kieselkalken, Tuffen und denselben roten (seltener auch grünen) Dolomiten wie bei Punkt 1997.

Im Vergleiche mit der Ausbildung der Buchensteiner Schichten in den St. Vigiler Dolomiten, speziell westlich des Rauhtaales, ergibt sich zunächst ein großer Unterschied durch das Zurücktreten und völlige Schwinden der *Pietra verde*, die, wie bereits angedeutet, hier durch andere Sedimentärtuffe ersetzt wird.

An der Nordseite des Fraps sind den Buchensteiner Schichten dünne Lagen von harten, im frischen Bruche blaßrötlichen, in der Anwitterung dunkelgrünen Gesteinen konkordant eingeschaltet.

### Mineralbestand:

Sehr viel „unfrischer“ Kalifeldspat ohne Eigenform, in Kristallbruchstücken. Stark demolierte Biotite, z. T. zwischen die Feldspäte eingepreßt.<sup>1)</sup>

Etwas Quarz.

Etwas zersetzter Augit.

Keine Spur von Karbonat, kein Glas.

Die ebenfalls aus Feldspat-, Glimmer- und Quarzdetritus bestehende Grundmasse zeigt keine sicheren Spuren von Erstarrungsgefüge, dafür aber typische Aschenstruktur.

<sup>1)</sup> Die Einpressung muß nicht Folge eines tektonischen Vorganges sein. Das ursprünglich lockere Gefüge kann auch durch den Druck der darüber lastenden Schichten kompakter werden.

Die Frage, ob das vorliegende Gestein eine Lava oder ein Tuff ist, konnte durch Vergleich der Korngrenzen im letzteren Sinne entschieden werden, denn die zersprungenen Feldspatkörner zeigten niemals korrespondierende Trümmergrenzen. Außerdem ist das Gestein deutlich geschichtet. Die Schichtflächen tragen Biotitschüppchen. Durchgreifende Lagerung wurde nirgends gefunden.

Eine zweite Besonderheit besteht darin, daß die Buchensteiner Schichten in der Peitlerkofelgruppe teilweise oder ganz durch den gleich alten Schlerndolomit („Buchensteiner Dolomit“) vertreten werden.

Versteinerungen sind hier recht selten zu finden. Ich bestimmte:

<i>Encrinurus illiiformis</i> Schloth . . . . .	An der Westseite des Fraps in einem grauen Kalke.
<i>Daonella</i> sp. cfr. <i>Pichleri</i> Gümbel . . . . .	Am Ostgipfel des Fraps im mittleren Horizont.
„ <i>Taramelli</i> Mojs . . . . .	Laguschelbach (nordöstlich vom Punkt 1522, oberste Lagen).

Die Mächtigkeit schwankt zwischen ein paar Metern und etwa 50 m. Je größer der dolomitische Anteil, desto geringer die Mächtigkeit der echten Buchensteiner Schichten.

### Buchensteiner Agglomerate.

Dieses Schichtpaket ist nur im südöstlichen Teile des Gebietes entwickelt, sonst wird es überall durch Schlerndolomit ersetzt.

Bezüglich des Auftretens der Agglomerate wurden zwei räumlich getrennte Fälle festgestellt, die ungefähr gleich häufig vorkommen:

1. Zwischen dem Laguschelbach und dem Seresbach folgen sie vorwiegend unmittelbar über den Buchensteiner Schichten.

2. Westlich des Seresbaches (bis zum Zendler Kopf bei der Schlüterhütte), wo nur untere Partien als echte Buchensteiner Schichten ausgebildet sind, schaltet sich als oberer Horizont eine Schlerndolomitlage von wechselnder Dicke dazwischen, über der dann mit scharfer Grenze die Buchensteiner Agglomerate beginnen.

Diese bestehen hauptsächlich aus hellen Kalkstücken, die durch grauen bis grünlichen Tuff, seltener durch dunkelbraunes Lavematerial breccienartig verfestigt sind. Vielfach wurden auch Stücke von dunkelgrünem bis schwarzem Augitporphyrit bemerkt. Die Größe der Einschlüsse schwankt von winzigen Körnchen bis zu Schollen von vielen Metern Länge. Vgl. hiezu auch meine Angaben a. a. O. (20, Seite 193). Feinkörnige Lagen wechseln mit grobkörnigen, einschlußarme mit solchen voll Trümmergestein. Dünne Tuff- und Laveneinschaltungen gliedern die Riesenbreccie in mächtige Bänke.

Auffallend ist, daß viele Einschlüsse in den Agglomeraten deutlich gerundet sind, was ich auch an Stellen beobachten konnte, die noch nicht der Verwitterung ausgesetzt waren. Ferner wurden sehr oft Pflanzenreste (vielfach Häcksel, östlich des Vigbaches aber auch ein verkohltes Stammstück) gefunden. Diese Tatsachen sprechen für eine Beteiligung des Wassers bei der Bildung der Agglomerate.

Das Buchensteiner Alter steht für den östlichen Bereich außer Zweifel. Westlich des Seresbaches folgen an einer Stelle im Liegenden

der Agglomerate den Wengener Schichten sehr ähnliche Gesteine. Solange aber für diese das Wengener Alter nicht erwiesen ist, rechne ich sie zwischen dem Seresbach und dem Zendleser Kopf zu den Buchensteiner Schichten.

Die Mächtigkeit der Buchensteiner Agglomerate beträgt höchstens 150 m.

### Augitporphyrit.

Dieses Gestein kommt nur nördlich von Campill auf primärer Lagerstätte vor. Wegen des steilen Schichteneinfalls erscheint der Ausstrich in der Karte als schmaler Streifen.

Der Augitporphyrit tritt auch in diesem Gebiete keineswegs gangförmig auf, vielmehr handelt es sich um den nördlichsten Ausläufer (in den westlichen Dolomiten) jener Porphyritdecke, die sowohl südlich von Campill als auch im oberen Gadertal mehrmals zutage kommt.

Das Liegende bilden Buchensteiner Agglomerate, im Hangenden folgen die typischen Wengener Schichten. Das Lagerungsverhältnis ist beiderseits konkordant. Wahrscheinlich kündigt der Ausbruch des Porphyrits den Beginn der Wengener Periode an.

Auf den ersten Blick erscheint dieses Gestein als ein dunkler, basischer, sehr fester Porphyrit. Im einzelnen lassen sich, z. B. hinsichtlich der Farbe, verschiedene Typen unterscheiden, allen kommt aber das charakteristische Merkmal der porphyrischen Struktur zu: in einer feinkörnig-dichten, mit freiem Auge nur schwer entwirrbaren Grundmasse liegen hier größere, manchmal über 1 cm messende Einsprenglinge eines dunkelgrünen bis schwarzen Minerals. Der vorherrschende Typus ist jener, bei dem die Größe der Einsprenglinge nur selten über 5 mm hinausgeht und die Menge derselben jener der Grundmasse nur wenig nachsteht.

Genauer untersucht wurden Stücke vom Vigbach, westlich Vig:

Mit freiem Auge erkennt man an dem graugrünen, bräunlich anwitternden Gestein dunkelgrüne und schwarze, in einer helleren Grundmasse eingebettete Augite. An frischen Bruchstellen kann man auch Feldspäte wahrnehmen.

Unter dem Mikroskope erweisen sich im Dünnschliffe die größten Einsprenglinge als blaßgrüne, gemeine Augite mit ziemlich lebhaften Polarisationsfarben. Längs der Sprünge finden sich Anzeichen chloritischer Zersetzung. Manche Individuen umschließen vereinzelt Magnetitkörner. Die Augite bilden die erste Generation in der Ausscheidungsfolge.

In kleineren Durchschnitten erscheinen leistenförmige Feldspäte, und zwar durchwegs Plagioklase, z. T. mit deutlicher Zwillingsbildung (Gitterlamellierung). Sie sind stark getrübt durch gelbgrüne, chloritische Zersetzungsprodukte.

Die Grundmasse besteht aus kleinen Plagioklasleisten, chloritischen Umwandlungsprodukten (büschelförmig angeordneten Kriställchen und Sonnen) und oft ganz winzigen, sperrig verteilten Titanisenadeln. Außerdem fand sich viel Magnetit. Bemerkenswert sind ferner Pseudomorphosen mit Calcit, die im frischen Bruche als schmutziggelbe, rundliche Gebilde von 1 bis 2 mm Durchmesser hervortreten.

Die zugehörigen Tuffe sind hauptsächlich westlich des Vigbaches erschlossen, im allgemeinen als dunkle, oft ganz schwarz anwitternde Gesteine, deren Grenze gegen den Porphyrit verschwimmt.

Echter Plagioklasporphyrit ist in diesem Gebiete nicht entwickelt.

Die Mächtigkeit des Augitporphyrits beträgt 10 bis 15 m.

Das Verwitterungsprodukt ist ein fruchtbarer, rotbrauner Mulm, in dem noch massenhaft unzersetzte Augitkristalle zu finden sind. Besonders am Fahrwege nordöstlich von Punkt 1675 kann man die einzelnen Stadien der Verwitterung gut studieren.

### Wengener Schichten.

Dieses Schichtglied ist in der Peitlerkofelgruppe nur spärlich entwickelt und auf den südlichen Teil beschränkt. In einem Großteil des Gebietes werden die Wengener Schichten durch den gleichaltrigen Schlerndolomit, teilweise auch durch den Schlernkalk ersetzt.

Nördlich Campill folgen über dem Augitporphyrit fossilführende Tuffe, Mergel und Schiefer in der bekannten Ausbildung. Ein geringmächtiger, in der Karte nicht eingetragener Daonellenhorizont bezeichnet nördlich Mischl die Grenze zwischen den Buchensteiner und Wengener Agglomeraten. Eine dünne Einschaltung fand sich noch östlich des Seresbaches zwischen Schlerndolomit (unten) und Wengener Agglomeraten (oben).

Die größte Mächtigkeit der Wengener Schichten ergibt sich aus der Profiltafel (Profil 14) mit ca. 150 m.

#### Fossilliste:

- Daonella Lommeli* Wissmann . . . . Lec. contrines. Nördlich Mischl. Serestal (linkes Ufer, auf 1860 m. H.). Am Wege zur Schlüterhütte bei Punkt 2212 und Punkt 2292. Nördlich und nordwestlich vom Kreuzkofeljoch.
- Protrachyceras* cfr. *Archelaus* Laube . . Lec. contrines.
- Monophyllites* cfr. *wengensis* Klipst. . . Seresbach-Ostseite (im Liegenden der Wengener Agglomerate).

### Wengener Agglomerate.

An einigen Stellen des Gebietes folgen über fossilführenden Wengener Schichten neuerdings Agglomerate, die man als Wengener Agglomerate bezeichnen kann. Nördlich Mischl werden sie durch ein dünnes Schieferpaket mit *Daonella Lommeli* Wissmann von den Buchensteiner Agglomeraten getrennt. Südlich von Galnior bildet teilweise eine Kalklage die Grenze. Am Munt de la Crusch, wo sie gegen S mit einem Steilabfall enden, liegen auch noch im Hangenden Wengener Schichten.

Diese Agglomerate unterscheiden sich von den Buchensteiner Agglomeraten nur durch die Lagerung. Die Zusammensetzung läßt keine wesentlichen Unterschiede erkennen. Anzuführen sind nur Einschlüsse von rotvioletter Augit-Plagioklas-Porphyr und Stücke von Mandelsteinlaven, die in den älteren Agglomeraten nicht gefunden wurden.

In den Agglomeraten an der Ostseite des Munt de la Crusch bezeugt ein Block dunkelgrauen Kalkes, voll von *Daonella Lommeli* Wissmann, daß sie jünger als die ältesten Wengener Schichten sind.

Hier erreichen diese Agglomerate ihre größte Mächtigkeit mit mindestens 100 m.

## Schlernkalk.

Unter dieser keineswegs neuen, aber selten gebrauchten Bezeichnung ist in der Karte ein Gestein ausgeschieden, das die kalkige Entwicklung des Schlerndolomitmiveaus vorstellt. Es scheint mir besser, von Schlernkalk zu sprechen, als die in anderen Gebieten für ähnliche Gesteine übliche Bezeichnung „Cipitkalk“ und „Marmolatakalk“ anzuwenden.

Eine ganz dünne Kalkeinschaltung trennt Buchensteiner und Wengener Agglomerate südlich von Punkt 2163. Kalkig entwickelt ist ferner ein schmaler Streifen auf den Peitlerwiesen. Er geht gegen Norden allmählich in typischen Schlerndolomit über.

Der Schlernkalk ist ein gleichmäßig dichter, rein weißer bis gelblicher Kalk, der hinsichtlich seiner Ausbildung und pflanzlichen Besiedelung (mit *Hymenelia canziana* z. B.) sehr an den Liaskalk in den St. Vigiler Dolomiten erinnert. Fossilien konnte ich darin nicht finden. Auf Grund seiner stratigraphischen Stellung zwischen Buchensteiner Schichten, Agglomeraten und Cassianer Schichten kommt ihm hauptsächlich Wengener Alter zu.

Die größte Mächtigkeit dieser Kalkbildung wurde mit 40 m ermittelt.

Durch ihre Neigung zu stumpfen Formen und zu leichter Karrenbildung steht sie in auffallendem Gegensatz zum Schlerndolomit.

## Cassianer Schichten.

Diese sind in der Peitlerkofelgruppe nur mit ihrem tiefsten Horizont vertreten.

Das Vorkommen am Zendleser Kopf liegt teils auf Wengener Schichten, teils auf Schlerndolomit. Die Cassianer Schichten bestehen hier hauptsächlich aus braun anwitternden, brecciösen Kalken und aus im frischen Bruche dunkelgrauen, in der Anwitterung grauen bis gelbbraunen Plattenkalken, deren Schichtflächen mit Crinoideen-Stielgliedern und Seeigelstacheln bedeckt sind. Ammonitenreste fand ich nördlich und nordöstlich vom Kreuzkofeljoche.

Cassianerartige Sandsteine, Mergel mit Erzkrusten und bunte Dolomite stehen östlich vom Gipfel des Peitlerkofels in 2400 m Meereshöhe an.

Die Mächtigkeit dürfte den Betrag von 50 m nicht übersteigen.

## Schlerndolomit.

Der Schlerndolomit bildet als 8 km langer, zusammenhängender Felsenzug das Rückgrat der Gruppe. Im O erhebt sich der kühne Gipfelbau des Peitlerkofels auf 2874 m, westlich der Peitlerscharte schließen die vielzackigen Aferer Geiseln an.

Das Liegende des Schlerndolomits ist im westlichen Teil (Villtatscher Berg) der Mendeldolomit, aus dem er ohne scharfe lithologische Grenze hervorgeht. Eine im Niveau der Buchensteiner Schichten durchziehende Gesteinsfuge zeigt jedoch, besonders an den Roßzähnen, den Grenzverlauf an. Fast am ganzen Nordrande lagert der Schlerndolomit auf einem dünnen Paket von Buchensteiner Schichten. Am Südgehänge des Peitlerkofels keilt er in Buchensteiner Schichten, Agglomeraten, Wengener und Cassianer Schichten aus.

# Vergleichende Übersicht der 7 Faziestypen in der ladinischen Stufe der Peitlerkofelgruppe unter Berücksichtigung der relativen Mächtigkeit.

I	II	III	IV	V	VI	VII	
Villtatscher Berg, Kotelwiese, Roßzälme	Nordseite der Aferer Geiseln und des Peitlerkofels	Fraps	Nördlich Campill	Oberer Seresbach (linkes Ufer)	Zwischen Lec contrines und Calnior	Zendleser Kopf	
Schlerndolomit	Schlerndolomit	Hangendes abgetragen		Schlerndolomit			
				Untere Cassianer Schichten			
		Wengener Schichten			Schlernkalk		Schlerndolomit
					Agglomerate der Buchensteiner und Wengener Schichten	Wengener Agglomerate	Wengener Schichten
		Augitporphyr			Schlernkalk		Schlerndolomit
					Schlerndolomit		Buchensteiner Agglomerate
		Schlerndolomit			Schlerndolomit		Buchensteiner Agglomerate
							/Schlerndolomit
		Buchensteiner Schichten			Schlerndolomit		
		Buchensteiner Schichten			Buchensteiner Schichten		
Mendeldolomit (Sarldolomit)							

Die ziemlich einheitliche Dolomitmasse ist in Bänke von vielen Metern Dicke gegliedert. Nur wo der Schlerndolomit die Buchensteiner Schichten vertritt, läßt sich bisweilen auch eine Dünnbankung erkennen. Annähernd senkrecht zur Bankungsfläche zieht ein Kluftsystem durch, das beispielsweise an der Nordostflanke des Peitlerkofels deutlich ausgeprägt ist.

Der Schlerndolomit ist ein heller, selten rein weißer Dolomit, der sich hauptsächlich durch seine poröse Beschaffenheit von dem gleichmäßig dichten Mendoldolomit unterscheidet. Durch Eisenverbindungen erscheint er gewöhnlich schwach gelblich bis rötlich gefärbt. Im Gegensatz zum Mendoldolomit ist er stets mehr oder weniger zerklüftet und zerhackt.

Die Fossilführung ist überaus spärlich. Ich sammelte:

Kalkalgen . . . . .	Am Steige östlich der Peitlerscharte.
Crinoideen . . . . .	
<i>Daonella</i> sp. cfr. <i>Pichleri</i> Gümbel . . . . .	Gasserillbach, westlich von Punkt 1838.
<i>Arcestes</i> sp. . . . .	1838. Westlich von Punkt 2331 im Gebiete der Roßzähne. Am Gipfel des Peitlerkofels.

Die Mächtigkeit des Schlerndolomits erreicht ihren Maximalwert im Peitlerkofel mit 600 m und sinkt in westlichen Teile der Aferer Geiseln auf 350 m. Im Bereiche der Faziesverzahnung bildet er manchmal platten- und linsenförmige Einschaltungen von ein paar Metern Dicke.

## Tektonischer Teil.

Die weit vorgeschobene, gegen N und W bis in das kristalline Fundament freigelegte Peitlerkofelgruppe gewährt tieferen Einblick in die Dolomitentektonik als andere Gebiete. Besonders lehrreich ist die Kette der Aufschlüsse von Schichtwiederholungen mit zwischengelagerten Phyllitschuppen im Untermoj- und Aferer Tale, wie im Blaubach- und Villnösser Tale. Diese Aufschlüsse geben in ihrer Gesamtheit ein gut lesbares Bewegungsbild, sie lassen die Bahn der Transporte sowie die Eigenart jener Verschuppungen und Verschiebungen im Sockelbau deutlich erkennen, welche hier unmittelbar die Aufbiegung und relative Hebung der Dolomitstöcke bewirkten. Auch Neues über die „Villnösser Linie“ und manch andere tektonische Tatsache ist bemerkenswert.

Die Vertikalprofilserie (siehe Beilagen) zeigt zunächst folgende

### 1. Störungsflächen.

I: Nördlich vom Peitlerkofel wurde von Villnöß über das Halsjoch bis zum Gadertal eine von S gegen N aus der Tiefe heraufbiegende — in den Querprofilen meist durch schlittkufenartig gekrümmte Linien gekennzeichnete — Schubfläche festgestellt. Sie entsteigt dem metamorphen Grundgebirge, durchschneidet flach das vorpermische Relief, Basalbildungen und den Grödner Sandstein und hält sich vorwiegend

an der Obergrenze des letzteren. Erst im Osten quert sie auch die Bellerophon-Schichten. Am Russis- und Rodelbache kommen Aufspaltungen vor<sup>1)</sup> (Profil 8).

*Ia*: Gleicher Art ist die kurze, südlich von Untermoj durchziehende Störung. Quarzphyllit ist hier in noch größerer Mächtigkeit auf Grödner Sandstein überschoben.

*II*: Im Villnösser Tale streicht von St. Peter einwärts eine ebenfalls von S gegen N aus dem Kristallin emporsteigende Schubfläche aus, deren Existenz bisher nur bei Spieß (Profil 4a) von Cornelius-Furlani (7, S. 127) erwähnt wurde. Sie ist ein Teil jener altbekannten, aber in ihrem Wesen lange verkannten „Villnösser Linie“. Nicht ein Bruch oder eine Verwerfungsspalte mit Sprunghöhen bis zu 1000 m, wie Mojsisovics und viele Autoren nach ihm annahmen, sondern eine Überschiebung hat das Auftauchen älterer zwischen jüngeren Schichten verursacht. Diese Auflagerung von Quarzphyllit auf jüngerem Gestein wird innerhalb des Bürstling, von Punkt 1838 an, durch ein anderes, am besten mit einem verzweigten Aste vergleichbares System von Störungen abgelöst, dessen südlichster Zweig (*IIc*) in das Bronsaratal hinüberzeigt, die Wasserscheide zwischen Villnöß und Campill tektonisch und morphologisch gliedernd.

Der nördlichste Zweig (*IIa*) setzt sich in das Wörndleloch fort. *IIb* bezeichnet den Ausstrich einer saiger stehenden Bruchfläche, an welcher der östliche Teil (Schlüterhütte) relativ gehoben ist.

Ein sichtbarer Zusammenhang dieser Überschiebung mit der gleich gerichteten im Wengener Tale (20, S. 237) besteht nicht.

*III*: Der Schartlbruch. Dieser NW—SO verlaufende, bis in die Bellerophon-Schichten hinabreichende Steilbruch trennt den Peitlerkofel von den Aferer Geiseln. Er ist durch den Lauf des Schartenbaches, den tiefen Einschnitt der Peitlerscharte (2358 m) und jenseits durch den Seresbach morphologisch ausgeprägt. Dem Bruch entlang steht Gleiches nicht mehr Gleichem gegenüber, die Vertikalbewegungen waren geringer als die Horizontalverschiebung.

*IV*: Unter dem Peitlerkofel streicht aus dem Horizont der Bellerophon-Schichten eine gegen SO aufgebojene Störungsfläche durch. Sie ist teils durch Verdickung dieser Schichten, teils durch Überschiebung älterer Gesteine auf jüngere gekennzeichnet. Ihr Verlauf ist: Schartenbach—Südrand der Kompatschwiesen—Göma (Punkt 2109 am Übergange von Untermoj nach Campill)—Punkt 1787 bei Lec contrines—Seresbach. Im W schneidet sie der Schartlbruch (*III*) ab.

*V*: Die Col-Verein-Störung liegt ebenfalls im Gleithorizont der Bellerophon-Schichten, steigt unter der Schubfläche *IV* gegen O heraus und erstreckt sich vom Fuße des Dos da Buthia durch die dicht bewaldeten Abhänge des Fraps und Col Verein, Crap de Blanc und Blang de Crosta, weiter durch den Keßlergraben in das äußere Campill.

*VI*: Eine kleine Überschiebungsfläche, deren Saum als geschlossene Kurve bei Pitschodel zu sehen ist (Profil 21).

<sup>1)</sup> Der knappe, für die Drucklegung dieser Arbeit bewilligte Rahmen gestattet leider keine ausführlichere textliche Wiedergabe der festgestellten, bisher vielfach unbeachtet gebliebenen Tatsachen.

## 2. Tektonische Einheiten.

(Vgl. tektonische Übersichtskarte.)

A. Das basale, unter den Schubflächen *I* und *Ia* herauftauchende Vorland umfaßt den Villnösser Mittelberg, den Tschiniför, das obere Aferer Tal, die Abhänge der Plosegruppe, das oberste Lünen- oder Lasankental, das Curtazes-Gebiet und die Gegend von Untermoj bis zum Gadertale. Es bildet hier den Nordwestrand der bekannten „Dolomitschüssel“. Längs der Störung *I* und *Ia* treten unter der Schuppe *B* auch aufgelagerte Basalbildungen, Porphyrit, Grödner Sandstein, im O auch Bellerophon-Schichten heraus.

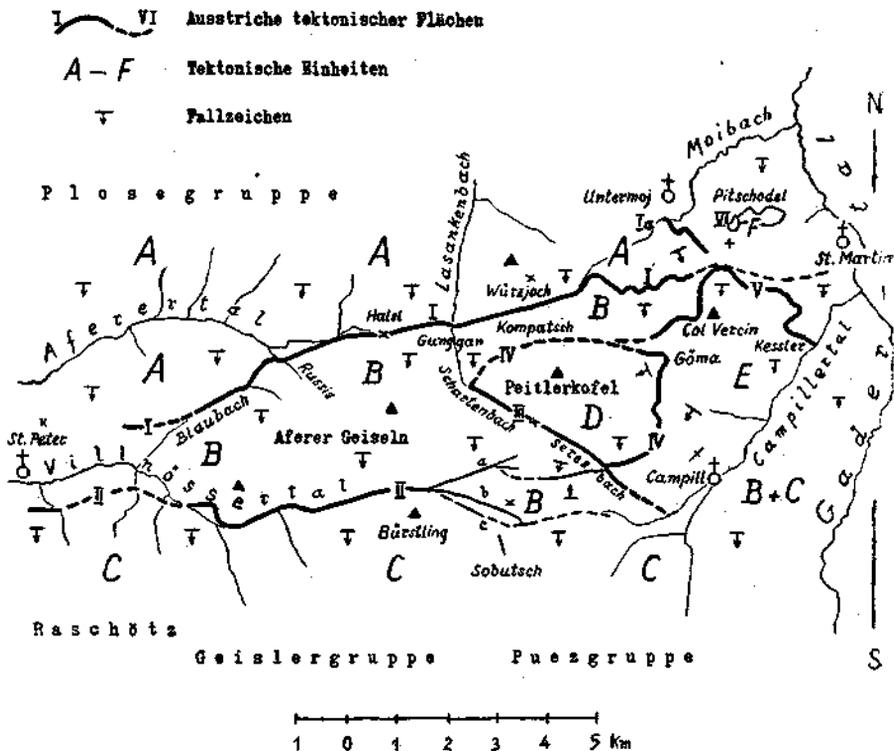


Fig. 2. Tektonische Übersichtskarte.

B. Diese Scholle liegt im W zwischen den Störungsflächen *I* und *II*. Sie trägt auf einer Phyllitplatte die ganze hier vertretene permisch-triadische Schichtenfolge, namentlich das 7 km lange, nordseits steil abgewitterte Schlerndolomitgebirge der Aferer Geiseln mit dem Villtatscher Berg, Rufenberg, Tullen, Wälschen Ring und der Kofelalpe. Im O bildet sie die aus permischen Gesteinen bestehende Unterlage des Peitlerkofels (Kompatschwießen), des Fraps und Col Vercin, weiterhin reicht sie, unter der Störung *V* heraustretend, bis zur Gader. Dabei verschmilzt sie im äußeren Campill mit der Einheit *C*. Bei vorwiegend ostwestlichem Streichen fallen ihre Bänke nach S.

*C.* Die am Südrande des Gebietes beginnende Einheit *C* setzt sich zusammen aus dem porphyrbedeckten Phyllitgebirge von Raschötz, der Geislergruppe mit dem Sobutsch und aus Vorbergen der Puezgruppe. Im W durch die Störung *II* von der Einheit *B* getrennt, verbindet sie sich in Campill wieder mit dieser. Auch *C* fällt, wenigstens am Nordrande, allgemein gegen S.

*D.* Die Peitlerkofelscholle, bestehend aus einem Sockel von Bellerophon-Schichten und unterer Trias mit aufgelagertem Schlerndolomit, ruht auf der Schubfläche *IV* und grenzt im SW an den Scharlbruch (*III*). Sie ist im N und W steil rückgewittert, gegen O und S fällt sie stufig ab.

*E.* Die Scholle *E*, im W eine Mulde aus Sedimenten des Perm, der unteren und mittleren Trias, läuft im O wellenförmig aus. Die Umgrenzung ist gegeben durch die Störungsflächen *IV* und *V* und durch das Campiller Tal. Sie bildet das sonnseitige Gehänge des letzteren zwischen dem Seresbache und dem Keßlergraben. Im N erscheint sie als Oberbau des Fraps, Col Vercin und Blang de Crosta.

*F.* Eine allseitig isolierte tektonische Scholle unbekannter Herkunft lagert diskordant auf dem Grödner Sandstein von Pitschodel. Klein, aber interessant, weil es sich um eine wurzellose Schubmasse mit inverser Schichtenfolge als Rest einer überstürzten Falte handelt. Hier liegen auf Grödner Sandstein und Quarzphyllit von unten nach oben: Mendeldolomit, Campiller, Seiser Schichten und die Kalke der oberen Bellerophon-Schichten.

### 3. Das Verhältnis der tektonischen Einheiten zueinander und Transportrichtung.

Von S wirkender Druck hatte die Einheit *O* von ihrem kristallinen Fundamente durch Abquetschung der Raschötzer Quarzphyllitschuppe losgerissen. Diese Schuppe bildete gleichsam einen Schlitten, mit dem die Einheit *C* nordwärts angeschoben wurde. Durch Scherbewegung war die Phyllitschuppe über den Grödner Sandstein gelangt, als sie jene Grenze erreichte, welche der heutigen Tiefenlinie des Villnösser Tales entspricht (Profil 1).

Im W fällt der Kontakt von *B* und *C* mit der „Villnösser Linie“ zusammen, von der bereits gesagt wurde, daß sie keine Bruchspalte ist (vgl. S. 94). Aber auch die Vorstellung, daß die Einheit *C* mit ihrer aufgebogenen, porphyrbedeckten Phyllitstirne die dolomitische Schichtenfolge der vorgelagerten Scholle *B* schiefwinklig durchbrochen hätte, wäre irrig. Die Überschiebung muß vielmehr längs einer ungefähr dem sonnseitigen Relief der Aferer Geiseln entsprechenden Fläche viel geringeren Widerstandes vor sich gegangen sein, in einer Faziesgrenze oder an einer morphologischen Grenzfläche, etwa an einer Talflanke. Das ist sehr wahrscheinlich, denn im Villnösser Tale hatte sich ja der Wechsel der mittleren Trias vollzogen (Dolomit im N, vulkanisch beeinflusste Fazies im S). Da konnte schon sehr früh ein Tal entstanden sein, das die Aufbiegung und Annäherung von *C* an *B* begünstigt hatte (vgl. Profil 4–11).

Östlich vom Bürstling (Profil 10, 11), wo die Phyllitschuppe aus 1800 *m* steil gegen O untertaucht, nähern sich wieder die Schichten gleichen Alters beider Talseiten. Es verbindet sich nach Überwindung mehrerer Störungen auf der Wasserscheide allmählich wieder das Zusammengehörige, so daß die Grenze der beiden Einheiten *B* und *C* gegen O schon am Seresbache verschwindet.

Wie das Bewegungsbild (Profil 12—15) auf eine viel kürzere Schubstrecke schließen läßt, als man nach der außergewöhnlichen Schichtenverlegung in Villnöß vermuten könnte, so ist auch die Reichweite der „Villnösser Linie“ gegen O, und ihre Bedeutung als tektonische Leitlinie überhaupt, überschätzt worden.

Infolge des Anschubes von *C* hatte sich auch die Scholle *B* vom metamorphen Grundgebirge durch Abschuppung des Quarzphyllits losgelöst. Scherend hatte sie die Basalbildungen und den Grödner Sandstein überfahren, um auf kürzestem Wege den Horizont der geringsten Schubfestigkeit, die Gleitbahn der unteren Bellerophon-Schichten zu erreichen. Auf dieser bevorzugten Fläche schob sie sich, das Sandsteinrelief abhobelnd, in mehr als 15 *km* breiter Front über das nordwärts aufsteigende Vorland *A*, bis wieder Ruhe eintrat.

Ich vermeide absichtlich die Bezeichnung „Decke“ bei diesen Verschuppungen, denn die aufgeschobenen Schollen sind von verhältnismäßig geringer Flächenausdehnung, die Schubstrecken und Verkürzungen klein.

Auf dem östlichen Teile dieser Mutterscholle *B* gab es beträchtliche Sekundärbewegungen. Der Scharflbruch (*III*) hatte die langgestreckte, auf Biegung überbeanspruchte, starre Dolomitaufgabe gespalten, den Peitlerkofel von den Aferer Geiseln getrennt und wahrscheinlich auch seine Verbindung mit der beweglicheren Unterlage gelockert und gelöst. Tektonisch völlig isoliert, unterlag er dann mehr dem Gesetze der Trägheit (namentlich bei ruckweiser Bewegung) und Einflüssen seiner nächsten Umgebung. Das Fehlen starrer Schubmassen im SO begünstigte den Rückstau. Dieser oder ein Widerstand unbekannter Art (Neigungswinkel, vorgelegerte Riffbrücke) im Norden, der die Tochterscholle *D* stärker traf als die Mutterscholle *B*, konnte zur Auslösung der Sonderbewegung führen. Tatsache bleibt, daß der Peitlerkofel längs der Spalte *III* auf Schubfläche *IV* gegen Osten gedrückt wurde und bei Göma auf die Einheit *E* geriet.

Weil dieser W—O-Druck vom Peitlerkofel sich auf die Einheit *E* übertrug, löste auch diese sich von ihrer Mutterscholle *B* ab und glitt auf Schubfläche *V* gegen Osten. Hier kreuzten sich in verschiedenen Niveaus zwei Schübe, die Schubmasse *B* in der Hauptrichtung S—N, die Schollen *D* und *E* von Westen gegen Osten. Das Zusammenspiel dieser Schubkräfte äußert sich natürlich weniger in der schweren Riffscholle *D*, als in der minder belasteten, schmiegsameren Einheit *E*, wo es zu eigenartigen, ohne Kenntnis dieser Bewegungsvorgänge ganz rätselhaften Faltungen am Fraps und Col Vercin, zu Steilstellungen in Lec contrines und zur Diagonalsattelbildung im Campiller Tale führte.

Die Herkunft der wurzellosen Einheit *F* bei Pitschodel ist nicht mehr feststellbar. Aus dem Lagerungsverhältnis darf man schließen, daß zur Zeit der Faltung das Relief des Grödner Sandsteins hier bloßlag und daß sich eine Falte vom Col Vercin darüber legte.

Wie in den St. Vigiler Dolomiten, so fehlen auch hier Beweise orogener Bewegungen des Sedimentmantels für die Epoche bis zum Beginne der alpinen Faltung. So deutlich die Spuren der dann folgenden tektonischen Veränderungen in räumlicher Hinsicht hervortreten, so verschwommen sind die Anhaltspunkte für die Beurteilung ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge. Jedenfalls ist der Steilbruch *III* relativ sehr früh entstanden, denn er war die Vorbedingung für die Sonderbewegung von *D* und *E*, welche sich schon zu jener Zeit ereignet haben muß, als die Bewegung von *B* noch im Gange war.

Jüngere tektonische Veränderungen sind in diesem mit dem Schlern-dolomit abschließenden Gebirge nicht nachweisbar.

#### 4. Selektive Tektonik.

Es erübrigt noch, aus diesen beobachteten Tatsachen herauszulesen, wie die verschiedenen Gesteinsarten im einzelnen auf den Druck reagierten und wie durch ihre Eigenheiten die Tektonik beeinflusst wurde.

Die Neigung des Brixner Quarzphyllits zur Schuppenbildung<sup>1)</sup> spielte bei der Aufrichtung der Peitlerkofelgruppe eine große Rolle. Innerhalb der Phyllitmasse bildete sich, besonders in den quarzarmen, in Glimmerschiefer übergehenden Einschaltungen ein gleitfähiges Gestein, das die Abquetschung ansehnlicher Schuppen ermöglicht und gefördert hat. Diese Schuppung erreicht ihr Maximum an Mächtigkeit in der Raschötzer Scholle.

Auch in den buntgemischten Basalbildungen kam es — vermutlich an alten Schichtfugen — zur Ausbildung von Schuppungsflächen, wie dies beispielsweise am Russisbache zu beobachten ist.

Passiv verhielt sich der Grödner Sandstein insofern, als er mit dem bodenständigen Phyllit und dessen Schuppen innig verbunden blieb und in sich keine Eigenbewegungen ausführte. Seine geringe Schubfestigkeit begünstigte das Abhobeln, Abschürfen und Überfahren durch anderes Gestein. Hierbei entstanden Keilformen, welche zur Hebung wesentlich beitrugen. Brüche und Faltungen kommen nicht vor. Eine nennenswerte Strukturveränderung wurde nur am Tru de Florian festgestellt, wo die oberste Lage unter der Schubfläche verschiebert ist.

Wie kaum in einem anderen Gebiete wird hier die Funktion der Bellerophon-Schichten als wichtigster Bewegungshorizont<sup>2)</sup> offenbar. Alle Schübe sind wenigstens streckenweise in ihnen erfolgt. Deshalb darf man wohl für die in den unteren Lagen vorkommenden Rauh-wacken tektonische Entstehung annehmen. Die seither vielfach ausgelaugten Gipse müssen einen vorzüglichen Gleithorizont geschaffen haben. Als sehr deformierbar erwiesen sich bei den gebirgbildenden Bewegungen die dünngebankten Kalke. Durch Kalkspatfüllung verheilte Risse bezeugen zwar eine gewisse Sprödigkeit, im großen kann man aber Verbiegungen und Faltungen mit prächtig geformten Sattelkernen sehen, bei denen die Schenkel bzw. Flügel trotz stärkerer Beanspruchung nicht gerissen sind.

<sup>1)</sup> Meines Wissens wurde diese Eigenschaft in der Dolomitenliteratur nur von Frau M. Cornelius-Furlani (9) einmal angedeutet.

<sup>2)</sup> Erklärung durch Wassereintritt und Quellung.

Die weicheren Werfner Schichten wurden bei den Bewegungen mannigfach gebogen, gefaltet und gestaucht, am Tru de Florian in rotierende Falten gelegt. Längs der Grenze gegen die Bellerophon-Schichten der Sattelkerne kam es zu Verschiebungen und Schleppungen.

Die verhältnismäßig dünnen, halbstarren Pakete des Unteren Muschelkalks und des Mendeldolomits paßten sich ihrem Liegenden und Hangenden an.

Als plastisch im geologischen Sinne erwiesen sich die Buchensteiner Schichten. Wo sie zwischen starren Dolomitmassen, wie an der Nordseite des Peitlerkofels und der Aferer Geiseln liegen, wirkten sie ausgleichend und milderten die Spannungen.

In den Agglomeraten der Buchensteiner und Wengener Schichten scheinen wieder Schuppungsflächen vorzukommen, was mit den Beobachtungen von Cornelius und Cornelius-Furlani in der Marmolatagruppe übereinstimmen würde.

Der Schlerndolomit als Hauptfelsbildner des Gebietes ließ sich nur dort einigermaßen deformieren, wo er als dünnes Paket zwischen nachgiebigen Schichten eingebettet liegt. Wo er aber auf Hunderte von Metern anwächst, bildet er ein starres Rückgrat, das auf zu hohen, ungleichen Druck durch Brüche reagieren mußte (Schartlbruch).

Neben der verschiedenen Konsistenz der übereinander gelagerten Schichten hat auch der Fazieswechsel in der mittleren Trias die Tektonik der Peitlerkofelgruppe mitbestimmt. Grenzen doch in engem Raume die mannigfachsten Gesteine bald mit stumpfer Anlagefläche an-, bald zungenförmig ineinander. Daß diese Stufungen und Verzahnungen Schwächestellen, somit von jeher die geeignetsten Angriffspunkte für Störungen wie für Erosion waren, ist begreiflich und dadurch erwiesen, daß vorwiegend an ihnen Brüche, Abscherungen und Schollenverschiebungen stattfanden. Die Störung im Seresbache, am Kreuzkofeljoche und andere gehen auf solche selektiv angelegte Kerben zurück.

## 5. Zusammenfassung.

Infolge des gebirgbildenden S—N-Druckes lösten sich vom kristallinen Fundamente Schuppen ab, die vom Hangenden mitgeschleppt wurden. Durch Abschürfen und Überfahren des permischen Hügelreliefs gelangte die in große Schollen zerfallene nichtmetamorphe Sedimentdecke samt diesen Quarzphyllitschuppen über den Grödner Sandstein und erreichte dadurch jene bevorzugte, heute durch Gipse, Tone und Rauhwaeken gekennzeichnete Gleitfläche der unteren Bellerophon-Schichten, auf welcher sich die Schübe in den nordwestlichen Dolomiten hauptsächlich vollzogen haben. (Beispiele auch am Jöchl und Plaberg bei St. Vigil.)

Nur an besonderen, durch Fazieswechsel entstandenen Schwächestellen konnten sich Schübe durch triadische Schichten fortsetzen.

Verschiedenheit der Konsistenz, das Starre im Hangenden auf Beweglicherem im Liegenden der riffsragenden Schollen, erzeugte bei der seitlichen Kompression die rinnen- und schalenförmige, in den Querprofilen schlittkufenartige Biegung der Gesteinslagen und erhöhte die Gleitfähigkeit.

Nur wo große Riffplatten sich der Biegung widersetzen, zeigt sich Bruchtektonik mit Auslösung sekundärer, von der S—N-Richtung abweichender, nicht in den Grödner Sandstein hinabreichender Flachüberschiebungen.

Zwischen den rifftragenden Schollen mit ihren aufgebogenen Rändern schoppten und stauten sich die nachgiebigeren Gesteinsmassen und bildeten jene charakteristischen, durch die nachfolgende Erosion in Pässe und Täler verwandelten Antiklinalen, welche heute die Dolomitenstöcke hier wie anderwärts geographisch voneinander trennen.

Die naheliegende Frage, ob und wie weit das im Peitlerkofelgebiete aufgedeckte tektonische Bewegungsbild für den Dolomitenmordrand als Ausnahme oder als Regel zu werten ist, wird erst durch Fortsetzung der Detailaufnahmen ihre Klärung finden.

Die Tektonik der östlich angrenzenden St. Vigiler Dolomiten (vgl. 20, Seite 253) fügt sich in bezug auf Hauptschubrichtung (S—N), Gleithorizont (Bellerophon-Schichten), Schalenform (Riedjoch, Grünwaldtal), Bruchtektonik (Rauhtalzone), Sekundärverschiebungen (Plaberg, Paresberg) noch vollkommen in dieses Bild.

## Morphologie.

### A. Selektive Formgebung und Bodenbildung.

Auch die Peitlerkofelgruppe zeigt das für die Gesamtheit der Südtiroler Dolomiten so bezeichnende Bild: aus einem flachen, sanft geformten Wald- und Bergwiesenkranze wächst, meist ganz unvermittelt, das schroffe, kahle Hochgebirge empor. Dieser eindrucksvolle Kontrast ist geologisch begründet. Überdies zählt die Gruppe zu jenen Gebieten, die einen intensiven Fazieswechsel in der Gesteinsbildung aufweisen. Durch das gegenseitige Ablösen und Vertreten grundverschiedener Gesteine sowohl in der Horizontalerstreckung als auch in der Vertikalen wird das Landschaftsbild noch mehr belebt. Fast jede der hier entwickelten Gesteinsarten hat ihre morphologischen Eigenheiten und manche kann daran oft schon aus großer Entfernung erkannt werden.

In der Quarzphyllitzone sind die Bachläufe meist in enge Schluchten versenkt, aus denen steile Hänge auf die flacheren Höhen führen. Aufgeschobene Phyllitschuppen heben sich mitunter als kleine Geländestufen ab und sind, wie das kristalline Schiefergebirge in dieser Höhenlage allgemein, eine gute Unterlage für Fichtenwald.

Auch die leicht verwitternden Basalbildungen sind häufig unter dichten Waldbeständen verborgen. Sie liefern fruchtbaren, manchmal auch sumpfigen Boden (Muntwiesen, oberhalb Gsai usw.) und neigen zu Rutschungen.

Die feldspatreichen Porphyrite von Villnöss treten morphologisch wenig hervor. Gewöhnlich sind sie nur von einer dünnen Humusschicht bedeckt, welche das unterlagernde Gestein häufig durchblicken läßt. Gleiches gilt auch vom Quarzporphyr im Gasseritthal.

Der Grödner Sandsteinbereich, von schuttarmen Gräben und Schluchten durchfurcht, läßt auf seinen mageren Böden meist nur schütterere Föhren- und Fichtenwälder mit spärlichem Unterwuchs gedeihen. Fruchtbar ist sein höchster Horizont. Die feinkörnigen Zerfallsprodukte begünstigen Wasseraustritte und Sumpfbildungen.

Die Dolomite und Gipse der unteren Bellerophon-Schichten bilden in der Regel steile, schuttüberstreute, mit Föhren bestandene Hänge, aus denen sich Felsbänder von dunklen Kalken der oberen Abteilung erheben.

Darüber folgen die wasserspeichernden Werfner Mergel und Schiefer, besonders in Campill, mit sehr fruchtbaren Kulturböden. Sie schaffen im allgemeinen weiche Geländeformen, bei söhlicher Schichtlage auch Steilstufen.

Markant ist die vorspringende Wandstufe des Mendeldolomits, selbst dort, wo eine Fuge die Buchensteiner Schichten vertritt. Letztere hemmen an der Nordseite des Peitlerkofels und in der Bronsaraschlucht wie ein Schutzdach seine Verwitterung.

Hauptfelsbildner ist der wenig durch Schichtfugen gegliederte Schlierndolomit. Weil er durch Raibler Schichten nicht bedeckt wird, löst er sich vielfach in Zacken und Türmchen auf. Wo er als Einschaltung zwischen den Tuffen auftritt, bildet er kleine, kahle Felsstufen. Sein brüchiges Gestein bestreut die weit hinaufreichenden Schutthalde am Fuße der Wände.

Im Gegensatz zu den schroffen Formen des Schlierndolomits schaffen die ladinischen Tuffe ein sanfteres, nur selten von Steilhängen unterbrochenes Gelände. Ihre chemische Zusammensetzung und die Fähigkeit, Niederschläge zu speichern, um sie aus vielen Quellen allmählich wieder abzugeben, macht sie zum wertvollsten Vegetationshorizont des Gebietes (Peitlerwiesen).

Von den quartären Gebilden wäre außer den Moränenkränzen die interglaziale Gehängebreccie zu erwähnen, die einst große Teile des Nord- und Westrandes umhüllte, jetzt aber nur mehr in isolierten Resten erhalten ist und dem Kundigen meist als kleines Felsband auffällt. Die Schotterterrassen von St. Martin und Villnöß lockten schon früh zur Urbarmachung und ließen uralte Siedlungen entstehen.

### **B. Paläomorphologische Bemerkungen.**

Hier mögen einige Beobachtungen zusammengefaßt werden, die zu Schlüssen auf die frühere Bodengestaltung berechtigen.

Der Quarzphyllit scheint bereits spätestens zur Permzeit ein nicht unbedeutendes Relief aufgewiesen zu haben, denn einerseits sind die Basalbildungen nur westlich vom Hals entwickelt, andererseits muß wohl das Quarzphyllit- und Porphyrmaterial zu diesen klastischen Gesteinen höher aufragenden Bereichen entnommen sein. Weiters konnte festgestellt werden, daß die Basalbildungen am Mittelberg ein von Mulden durchzogenes Gelände ausfüllen.

Ähnliches ergibt sich für den untersten Grödner Sandstein, der gleichfalls auf einem teilweise noch sehr gut erhaltenen Kleinrelief abgesetzt wurde. Von einer Hohlform permischen Alters an der Obergrenze des Quarzphyllits war schon auf Seite 82 die Rede.

Aus den Mächtigkeitsschwankungen der Bellerophon- und Werfner Schichten kann man auf Unebenheiten am Meeresgrunde schließen, denn die Annahme orogener Bewegungen (Hebungsauffaltungen während des Sedimentationsprozesses oder alpine Faltung mit Auspressung) allein, reicht zur Begründung solcher Mächtigkeitsdifferenzen, die bei den Werfner Schichten in Campill rund 300 m betragen, kaum aus. Wahrscheinlich hat ungenügende Materialzufuhr, Verhinderung des Absatzes durch Strömung oder nachträgliche Austiefung (Abscheuerung) durch die Strömung eine Rolle gespielt. Demnach hätte der Boden auch im obersten Perm und in der untersten Trias ein erhabenes Bild gezeigt.

Das nur im mittleren Teile der Peitlerkofelgruppe entwickelte Muschelkalkkonglomerat scheint in einer flachen Einmuldung zu liegen.

Viel größere Reliefunterschiede müssen in der mittleren Trias entstanden sein, verursacht durch die räumlich und zeitlich getrennte Ablagerung von Riffgestein und Tuffmassen. Man darf, wie Hummel (14) sehr treffend dargelegt hat, annehmen, daß in der ladinischen Stufe „Schwellen“ und „Becken“ vorhanden waren. Der Schlerndolomit der Peitlerkofelgruppe wird mit jenem östlich vom Gadertale niemals in Verbindung gewesen sein, hingegen besteht noch heute eine Riffbrücke über das Kreuzkofeljoch zu den Geislerspitzen.

Da die Schichtenfolge unserer Gruppe nach oben mit dem Schlerndolomit endet und weil sich keine Spuren einer Bedeckung mit jüngeren Gesteinen, wie sie in der benachbarten Puezgruppe auftreten, zeigen, scheint jede Grundlage für Schlüsse auf die Bodengestaltung bis zur alpinen Faltung zu fehlen. Das Studium der Tektonik lehrt uns aber indirekt, daß zu jener Zeit ein gut ausgeprägtes Relief vorhanden gewesen sein muß. Wie sollte man sonst die Überschiebung in Villnöß erklären? Die gebogene Kontaktfläche (Profile 4—11) weist auf eine alte Hohlform, etwa ein an der Faziesgrenze entstandenes Erosionstal zwischen Geislerspitzen und Aferer Geiseln, dessen südliche Flanke sich der nördlichen beim Anschube genähert hat, wobei der Phyllit an der Hohlwand aufstieg.

Die Überschiebung von Pitschodel beweist, daß dort ein Grödner Sandsteinrelief frei lag, als sich die Scholle *F* darüberlegte. Das deutet auf vortertiäre Austiefung in der Gegend des heutigen Gadertales.

### C. Hebungweise Formentwicklung im Tertiär.

Zwischen der mittleren Kreidezeit und dem Alttertiär dürften sich (20, S. 251) jene Vorgänge abgespielt haben, die im tektonischen Teile erläutert wurden. Nach der Aufrichtung und Trockenlegung der Peitlerkofelgruppe setzte bereits die tertiäre Formgebung ein.

Eine morphologische Analyse dieses verhältnismäßig kleinen Gebietes ist nur durch Vergleich mit seiner Umgebung möglich, zumal hier die verschiedensten Gesteinsarten vorkommen, deshalb manche Formen selektiv erklärt werden müssen. Nicht zuletzt wurde durch den herrschenden Schuppenbau mit generellem Südfallen die Formentwicklung beeinflußt. Man muß also von der Fülle selektiver Erscheinungen jene Formen zu unterscheiden trachten, die sich unabhängig vom Gesteinscharakter und von der tektonischen Verstellung entwickelt haben.

Die höchste hier nachweisbare Verflachung liegt auf 2400 bis 2500 *m* Meereshöhe. Ihr entspricht das Gelände der Kofelalpe. In gleicher Höhe kehrt sie auf der Wasserscheide zwischen Villnöß und Campill und besonders außerhalb des Gebietes, in der Puezgruppe, wieder.

Dann läßt sich jene weitläufige, in den Dolomiten sehr verbreitete Verflachungszone in annähernd 2000 *m* Höhe feststellen. In diesem Niveau liegt das nördliche Vorland der Geislerspitzen und ein Teil der Raschötzer Alpe (Quarzporphyroberfläche). Der westliche Ausläufer der Aferer Geiseln mit dem Villtatscher Berg (Schlerndolomit) zeigt zwischen 1900 und 2100 *m* Ansätze dieses alten Oberflächensystems, das hier wegen der steilen Schichtstellung weniger gut entwickelt ist. Hieber zählt auch das seither auf 1835 *m* erniedrigte Gebiet des Mittelberges (Basalbildungen). Weit besser ist diese etwa mitteltertiäre Landoberfläche am Nordrande erhalten, wo sich die Verflachungen in den Bellerophon-Schichten am Fuße der Aferer Geiseln mit jenen bei der Hofer Gampen (Quarzphyllit) verbinden lassen. In ähnlicher Höhe ziehen Felsgesimse hoch oben zu beiden Seiten des Lasankenbaches gegen Lusen. Sie vermitteln zu den weiten, flachen Bergwiesen und Almböden auf Phyllit und auf Schichten des oberen Perm zwischen dem Kurtatschgipfel (2117 *m*) und den Halden unter dem Peitlerkofel. Ein Gegenstück bilden einerseits die Verebnungen der Untermojer Alpe, im Osten dagegen der aus Perm und Trias aufgebaute Rücken zwischen Col Vercin und Dos da Buthia. Weiter wird diese Verflachung durch das Gelände der Peitlerwiesen und durch die sanft geneigten Böden von Calnior angedeutet. Die alte Landoberfläche liegt hier auf Schlerndolomit, Puezlernkalk und Tuffen. Im Südosten entspricht ihr der Nordrand der Puezgruppe (Spizang, Tschengles usw.), der zu den Hochflächen beiderseits des Wengentales überleitet. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß dieses Verflachungssystem tatsächlich völlig unabhängig von der Gesteinswelt und ihrer Tektonik ausgebildet ist.

Ein tieferes, aus zahlreichen Resten rekonstruierbares Oberflächensystem ist allenthalben zwischen 1500 und 1600 *m* heutiger Meereshöhe erhalten geblieben. Nördlich vom Villnösser Bache liegen in diesem Niveau die Gegend östlich von Spieß, die Höfe von Laseider, Munt und Coll. Im oberen Aferer Tal stehen mehrere Bauernhäuser auf einer spättertiären, felsigen Talsohle. Diese setzt sich auch im Gebiete von Untermoj fort. Ihre Verlängerung weist auf den Rücken des Plaisberges östlich der Gader hinüber. In gleicher Höhe verläuft diese Zone im nordöstlichen Teile des Höhenzuges zwischen dem Gadertal und Campill. Hier fanden sich Spuren bei Laguschel, Vig und anderwärts.

Außer diesen Hauptoberflächensystemen könnte man wahrscheinlich durch Vergleich mit größeren Nachbargebieten noch andere, untergeordnete ermitteln, insbesondere dürften die Felssohlen, die unter dem Schutt der Täler verborgen liegen, weitere Stadien der Formentwicklung anzeigen.

Aus der Verteilung der diluvialen Ablagerungen ergibt sich, daß die Formentwicklung und besonders die Talbildung auch in der Peitlerkofelgruppe zur Hauptsache schon vor Beginn der Eiszeit vollzogen war.

## **D. Quartäre Morphologie.**

Die erodierende Tätigkeit des Eises beschränkte sich hier im allgemeinen mehr auf die Rundung des vorhandenen Reliefs, ohne die alten Landoberflächen zu zerstören.

In die Zeit zwischen den beiden großen nachweisbaren Vergletscherungen der Peitlerkofelgruppe fällt die Ablagerung der interglazialen Gehängebreccie, die in morphologischer Hinsicht ungemein interessant ist. Miteinander verbunden würden die Erosionsreste dieser Breccie einen Mantel von Gehängeschutt ergeben, wie er in interglazialer Zeit wahrscheinlich einen Großteil der Nord- und Westseite des Gebietes bedeckte. Überraschend war die Feststellung, daß das Relief, auf dem diese Schuttmassen felsenfest erhärtet sind, im wesentlichen schon dem heutigen entspricht, auffallend die Tatsache, daß sich überall der Grödner Sandstein als Unterlage fand. Die Untersuchung des Liegenden hat gezeigt, wie tief das Tälchen von Valdander sowie das nächste Tal im Westen, weiters das Gunggan- und Villnösser Tal schon vor dem Absatz der Breccie erodiert waren. Die Breccienmasse ist nicht überall gleich mächtig gewesen. Sie war zuerst in die Täler und Gräben eingedrungen und hatte sich dann, als diese nichts mehr aufnehmen konnten, auch über die nächste Umgebung gebreitet.

Die nachfolgende (zweite) große Vereisung hat die Breccie teilweise wieder abgetragen, an anderen Stellen wurde sie mit mächtigen Moränenmassen überdeckt, unter deren Schutze sie bis heute erhalten blieb, oder sie läßt, wie im Graben südlich des Laseiderhofes, die Schlifffwirkung des Eises erkennen.

In interglazialer Zeit erfolgte auch die Einschotterung des Gadertales bei St. Martin und die Ablagerung der Terrassensedimente in Villnöß.

Die Wasserläufe haben seither ihr Bett wieder tiefer gelegt, wobei das Durchflußprofil immer enger und steiler wurde.

Bergstürze, Muren und Schuttkegel verkleiden, durch nachbrechendes Gestein von neuem genährt, vielfach die Hänge.

Die Wirkung der chemischen Erosion tritt stark zurück. Nur der Mendoldolomit zeigt, z. B. auf Dos da Buthia, ganz bescheidene Ansätze zur Verkarstung. Der 12 m tiefe Trichter auf der Kofelalpe (bei Punkt 2495) läßt sich mit Zerklüftung des Ruefenberges in Verbindung bringen.

## **Diluvium.**

### **a) Moränen.**

Die heute längst nicht mehr vergletscherte Peitlerkofelgruppe bot bei ihrer Kleinheit und isolierten Lage, dem Mangel an ergiebigen Firnfeldern, dem Fehlen entsprechender Kare sowie der Süd- und Westexposition großer Gebietsteile keine günstigen Bedingungen für lokale Vereisung.

Deutlicher sind die Spuren zweier zeitlich scharf geschiedenen Fernvereisungen, deren Verlauf etwa folgendes Bild ergibt:

Zur Zeit der ersten hier nachweisbaren Großvergletscherung hat der mächtige Querbau der Peitlerkofelgruppe dem von Norden herandrängenden Eisstrom des Pustertaler Gletschers zunächst den Eintritt in die Dolomiten verwehrt. Mit dem Anwachsen der Eismassen und dem Höhersteigen ihrer Oberfläche wurde der Widerstand allmählich überwunden, das Eis konnte die niedrigeren Vorberge am Ostrande überfluten. Die Eismassen teilten sich. Ein Strom floß gegen Süden in der Richtung des heutigen Gadertales weiter, während ein anderer an den Felswänden des Peitlerkofels und der Aferer Geiseln seinen Weg nach Westen über Afers und Villnöß nahm, um sich dort mit dem Eisakgletscher zu vereinigen. Von dieser ersten Hauptvergletscherung geben zwar keine Moränen, wohl aber aus letzteren stammende Einschlässe kristalliner Geschiebe in der interglazialen Gehängebreccie (vgl. nächstes Kapitel) Zeugnis. Für die quartäre Morphologie war sie von größerer Bedeutung als die spätere. In der folgenden eisfreien Zeit wurde dann die Breccie abgelagert.

Die zweite große Fernvereisung hat anscheinend denselben Weg genommen wie die erste und hat ähnlich wie in den St. Vigiler Dolomiten ganz beträchtliche Höhen erreicht, was aus Funden von zentralalpinen Geschieben eindeutig hervorgeht. Teilweise unversehrt gebliebene Gehängebreccien am Nordrande des Gebietes lassen auf verhältnismäßig geringe Hobelwirkung schließen, doch sind von dieser zweiten, letzten Hauptvereisung ungleich mehr Spuren vorhanden als von der ersten: vor allem zentralalpine Geschiebe (Granit, Gneis, Tonalit, Quarzphyllit), die bald im Verbands mächtiger Moränen, bald lose verstreut zu finden sind (wichtigste Vorkommen in der Karte mit roten Ringelchen eingezeichnet). In tieferen Lagen häufig auftretend, werden sie in der Höhe überaus selten. In der Peitlerkofelgruppe steht ihr „Höhenrekord“ derzeit auf 2170 m. Außerdem sind viele Moränenreste erhalten geblieben, deren wichtigste ebenfalls aus der Karte zu lesen sind. Nach den drei mutmaßlichen Einzugsgebieten gegliedert, folgen hier einige kurze, erläuternde Angaben über Form, Schuttführung, Alter usw. nebst Hinweisen auf kleinere Vorkommen, die in der Karte fehlen.

1. Die Südseite des Peitlerkofels, das Campillertal und das Gadertal bei St. Martin. Verflachungen an der Peitlerkofelsüdseite begünstigten die Bildung und Erhaltung von Firnfeldern. Von diesen nahmen wahrscheinlich jene Lokalgletscher ihren Ausgang, deren Reste in den spärlichen, unterhalb liegenden Moränen erhalten sind.

Moränengelände breitet sich südlich der Peitlerscharte aus und schließt gegen Osten (südlich von Punkt 2139) mit einer schwach überhöhten, deutlich vom Eise gerundeten Schlerndolomitkuppe ab. Zugehöriger Moränenschutt mit gekritzten Kalk- und Dolomitgeschieben ist 200 m tiefer erschlossen.

Im östlichen Teile von Calnior sieht man gletschergerundete Böden und Felsböcker aus Schlernkalk. Schutt gleicher Art mit Wasseraustritten ist südlich von Dos da Buthia zwischen 1960 und 2000 m als Rest einer alten Stirnmoräne entblößt. Das Hinterland ist mit Bergsturzböcken bedeckt.

Ein Moränenwall erhebt sich östlich von Bronsoi bei Punkt 2142. Aus dem obersten Bronsaratal erwähnt schon Stiny (32, Seite 389) eine kleine Moräne. Am Talausgange findet man wieder Grundmoräne mit gekritzten Geschieben (25, Seite 303). In Campill kann man an den Talflanken, bei Punkt 1563 nördlich Frena, bei Bepak und auch noch im Talgrunde Reste von Gletscherschutt erkennen.

Das bereits erwähnte, höchste Erratikum entstammt der Fundstelle genau südlich vom Gipfel des Peitlerkofels aus 2170 m Höhe. Ein Stück Quarzphyllit, das nur durch den Pustertaler Gletscher dorthin gelangt sein kann, entweder von Norden über das 190 m höhere Schartl oder von Osten her. Das eine wie das andere würde darauf deuten, daß ein Arm über die Wasserscheide zum Eisakgletscher hinüber gereicht hat, was noch nie festgestellt wurde (16, S. 80).

Andere zentralalpine Geschiebe liegen beträchtlich tiefer: Gneis in Laguschel auf 1560 m, Quarzphyllit an der neuen Campillerstraße nordöstlich von Bioc, mehrfach auf beiden Talseiten bei Bepak; Granit, Gneis und Quarzphyllit längs der Straße und im Walde zwischen Bepak und Restalt.

## 2. Der Nordrand der Peitlerkofelgruppe zwischen St. Martin im Gadertale und Villnöß.

Erratische Geschiebe von Gneis und Quarzphyllit wurden nördlich St. Martin kartiert.

Am Übergange (Punkt 1505) zwischen Frena und Untermoj liegt Moränenschutt mit viel ortsfremdem Material (Seiser Schichten, Dolomite, auch Buchensteiner Schichten).

Südlich von Untermoj gibt es reichlich Stücke aus dem kristallinen Grundgebirge, doch entstammt der größte Teil dieser vorwiegend kantenfrischen Quarzphyllitbrocken den hier aufgeschobenen Phyllitschuppen. Die in der Karte gezeichneten Findlinge weisen die Merkmale längeren Eistransportes auf und lagen meist auf Höhen, in welche der Quarzphyllit nicht mehr hinaufreicht.

Am Fuße des Peitlerkofels finden sich Anzeichen eines längeren Haltes kleiner Gletscher westlich der Miraiderrwiesen (bei Punkt 2086 ein steilgeböschter Moränenwall). Der zugehörige Gletscher (Gschnitzgletscher nach v. Klebelsberg, 15, Seite 293) reichte früher mindestens bis zum obersten Mojbach, was aus uferwallartigen, mit Bergsturzböcken beladenen Geländeformen im westlichen Teile des Buthiawaldes geschlossen werden kann. Auch im oberen Teile der Kompatschwiesen ist eine langgestreckte Endmoränenlandschaft zu erkennen. Erratika haben besonders südlich vom Würzjoch bis auf 2030 m Höhe große Verbreitung.

Nördlich vom Wälischen Ring liegen am Ausgange eines Kares die Reste einer im Mittelstück erodierten Stirnmoräne. Eine ältere Wallform umgeht der Schartensteig nahe der verfallenen Jagdhütte auf 1860 m Höhe. Die dolomitischen Geschiebe sind trotz der kurzen Transportstrecke teilweise schön poliert und gekritzelt.

Gut bearbeitete Grundmoräne mit Wasseraustritten fand ich in den sumpfigen Wiesen bei Punkt 1742. Obwohl die wallartigen Formen schon in geringer Tiefe den Felsboden durchblicken lassen, ist es nicht ausgeschlossen, daß der Gunggänger Gletscher dort längere Zeit stationär blieb.

Bei der Hofer Gampen ist Moränenschutt an der Auffüllung eines glazial ausgeschürften Beckens beteiligt.

Nördlich vom Tullen (2652 m) ragt aus den Almböden ein gut erhaltener Stirnmoränenwall. Eine verwaschene Endmoränenlandschaft bedeckt das z. T. rückfällige Gelände im Süden des Rodelwaldes bei Punkt 1973 und 1975.

Längs des Russisbaches erscheint Gletscherschutt auf dem westlich anschließenden Rücken. Die höchsten Vorkommen finden sich hier auf 1980 m.

Grundmoräne mit Dolomit-, Phyllit- und Quarzporphyrgeröllen liegt im südöstlichen Teile der Muntwiesen. Das höchstgelegene zentralalpine Geschiebe war dort ein heller Granit, südwestlich vom Ostgipfel des Tschiniför auf 1740 m Höhe.

Glazialschutt wurde auch östlich und südlich von Munt am linken Blaubachufer festgestellt. Östlich besonders reich an kristallinen Geschieben. Gelegentlich überwiegen die exotischen Bestandteile mengenmäßig den dolomitischen Anteil. Sehr selten sind Stücke eines hellen Tonalits.

## 3. Villnöß innerhalb St. Peter.

Dolomitreicher Moränenschutt ist in zwei kleinen Aufschlüssen, östlich Gstill und südlich vom Putzer erhalten. Ersterer dürfte älter sein als die interglazialen

Schotter im Villnöß. Südlich des Baches fanden sich gekritzte Geschiebe unterhalb Schnot im Hangenden der Gehängebreccie.

Sicheren Moränenschutt fand ich südlich der Kirche St. Magdalena. Bemerkenswert sind aus dieser Gegend Funde von hellen Granit- und Gneisstücken, bei Verlott bis auf 1400 *m* und nordöstlich der Kirche bis auf 1460 *m*.

Innerhalb Rannui läßt er nur selten die felsige Talsohle durchblicken. Die beiden Wege zur Schlüterhütte führen an mächtigen Anhäufungen von Moränen vorbei, die durch ihren Reichtum an roten Quarzporphyrgeröllen auffallen. Einzelne Porphyrböcke messen mehrere Kubikmeter.

Östlich von Spieß quert der Weg Moränenkuppen, in deren Nähe Buchensteiner Kalke liegen, die nur durch einen talaus wandernden Gletscher hierher gelangt sein können. Auch ein mindestens 3 *m* hoher, gut geröllter Porphyrböck liegt oberhalb des Weges. Die lehmige Beschaffenheit und die Zusammensetzung des Schuttes zeigt ein quellreicher Aufschluß, ehe man die Wiesen der Zannseralpe erreicht. Dort wurden neben Porphyrgeröllen auch solche von Quarzphyllit, Werfner Schichten, Buchensteiner Hornsteinkalken und Schlerndolomit unterschieden, die wahrscheinlich aus der Geislergruppe stammen. Granit und Gneis kommen nicht mehr vor.

Porphyr- und Quarzphyllitböcke sind über die ganze Zannseralpe verstreut. Bis auf 1900 *m* Höhe überzieht Moränenschutt, der hier viel Material aus Buchensteiner Agglomeraten enthält, den bewaldeten Rücken des Bürstling.

Am Oberlande der schroffigen, sonnseitigen Hänge der Aferer Geiseln würde man am wenigsten Spuren einer ehemaligen Vergletscherung erwarten, zumal die Gipfel dieses südexponierten Gebietes nur mehr unbedeutend darüber aufragen. Einige Vorkommen sind nach Lage und Form als Firnhaldenwälle anzusprechen. Der westlichste Wall liegt nordöstlich vom Punkte 2319 an der Südseite der Roßzähne. Weitere begrünte Wällchen und Buckel mit deutlicher Rückfälligkeit folgen auf der Kofetalpe südlich vom Punkte 2501, am Fuße der Rufenköfel und südlich des Tullen. Ein unversehrter Stirnwall, der in schönster Weise das Ende eines Gletscherchens abbildet, erhebt sich südöstlich vom Gipfel des letztgenannten Berges in über 2500 *m* Höhe.

Nördlich des Gasserillbaches endet die porphyreiche Moräne bei 1800 *m*. Im Wörndleloch ist oberhalb der Almütten zwischen 2170 und 2300 *m* Höhe ein begrünter Rücken, zusammengesetzt aus Schlerndolomit und Cassianer Material, an dessen Ablagerung wohl ein Lokalgletscher beteiligt war. Auf den Gampenwiesen kann man einen verwachsenen Stirnwall mit Ansätzen von Ufermoränen erkennen, der bei 1990 *m* den Gampenbach übersetzt. Eine jüngere Ansammlung von Moränenschutt liegt am Fuße des Bronsoi oberhalb der 2200 *m*-Isohypse.

## b) Interglaziale Gehängebreccie.

Die geologische Neuaufnahme deckte eine bisher unbekannte Gehängebreccie auf, welche nach Lage, Beschaffenheit und Alter mit der aus anderen Teilen der Dolomiten beschriebenen übereinstimmt.

Mit Ausnahme eines zu kleinen Aufschlusses am rechten Ufer des Schartenbaches in ca. 1800 *m* Höhe sind alle Vorkommen in der Karte ersichtlich.

Im inneren Villnöß steht in der Schlucht nordwestlich vom Punkt 1625 eine schwer zugängliche Breccie an, die auch auf das rechte Ufer reicht und von dort aus am besten überblickt werden kann. Sie erhielt der Einfachheit halber die Signatur der übrigen Breccien, obwohl ihre Alterszugehörigkeit zu diesen nicht erwiesen ist. Gleiches gilt für ein in der Nähe, bei einer Talsperre, vorkommendes Quarzporphyrkonglomerat.

Die Breccienmasse ist höchstens 50 *m* mächtig und stets in Bänke von mehreren Metern Dicke gegliedert.

Ihre Zusammensetzung richtet sich naturgemäß in erster Linie nach dem bodenständigen Material des Einzugsgebietes. Sie gibt also

mitunter ein getreues Bild von den Baustoffen des darüber aufragenden Gebirges. An den Nord- und Westhängen der Peitlerkofelgruppe bestehen deshalb die Breccien im allgemeinen aus jüngeren Gesteinen als in Villnöß, wo die auf weite Strecken erschlossene kristalline Unterlage der Geislergruppe viel Material lieferte.

Die Größe der Bestandteile wechselt. Es wurden selbst Stücke mit 1 m Durchmesser beobachtet. Vorwiegend findet man aber Breccien aus kleinstückigen Komponenten. Letztere sind dann oft so gut gemischt, daß man an einem einzigen Handstück die verschiedensten Einschlüsse unterscheiden kann, beispielsweise hell- und dunkelroten, grauen und grünlichen Grödner Sandstein, Dolomit aus den Bellerophon-Schichten, Mergel sowie Schiefer der Seiser- und Campiller Schichten, hellen Schlerndolomit usw.

Die Bestandteile sind fast immer kantenfrisch und durch ein kalkiges, manchmal auch ein toniges Bindemittel verfestigt.

Altersfrage und Entstehung. Vor allem sind gut gerundete Quarzphyllitstücke anzuführen, die am Nordrande des Gebietes öfters im Verbands der Breccien gefunden wurden. Weil diese Einschlüsse deutliche Merkmale des Ferntransportes tragen, können sie unmöglich den hier und da höher austreichenden Quarzphyllitschuppen entstammen, wo solche überhaupt vorkommen. Es ist nicht einzusehen, weshalb gerade der Quarzphyllit eine gute Bearbeitung aufweisen sollte, während das übrige Material, das meist weitere Wege zurücklegen mußte, nicht im mindesten abgerundet oder gerollt wurde. Ich halte diese kristallinen Einschlüsse für Erratika, die vor Ablagerung der Breccie vom Pustertaler Gletscher hierher geschafft worden waren. Granit oder Gneis war nicht zu finden.

Soweit die Liegendgrenze genauer untersucht werden konnte, wurde fast immer das Fehlen jeglicher Moräne konstatiert. Nur am „Kuchelkofel“ oberhalb St. Magdalena kommt ein dolomitischer Schutt vor, der zwar keine gekritzten Geschiebe erkennen ließ, im übrigen aber moränenverdächtig aussieht. Allfällige Zweifel bezüglich des hohen Alters dieser Gehängebreccien werden durch die Tatsache behoben, daß im Hangenden mächtige Moränen lagern, die sich durch reiche Führung von dolomitenfremden Geschieben (hauptsächlich Quarzphyllit, seltener Granit, Gneis und Tonalit) auszeichnen, somit als Moränen eines zentralalpinen Gletschers zu erkennen sind. Wo der Moränenschutt bereits abgetragen ist, bezeugen Erratika aus dem kristallinen Vorlande die ehemalige Bedeckung mit Ferneis.

Die Entstehung der Breccien fällt demnach nicht in interstadiale, sondern in interglaziale Zeit. Es scheinen also auch am Nordrande der Südtiroler Dolomiten ähnliche Verhältnisse geherrscht zu haben wie einst in den Nördlichen Kalkalpen zur Bildungszeit der Höttinger Breccie, obgleich eine Altersparallelität bisher nicht erwiesen ist.

Die zwar lückenhafte, aber gleichmäßige Verbreitung der Breccie legt die Vermutung nahe, daß tatsächlich ein Mantel von Gehängeschutt die Peitlerkofelgruppe in einer eisfreien Zeit nach verheerenden Murbrüchen umgab. Der von den Hängen herabfließende Gesteinsbrei hat

ganze Landstriche unter sich begraben, wobei besonders in den Tälern (bei Bad Valdander z. B.) größere Breccienmassen abgesetzt wurden, während die zwischenliegenden Rücken teilweise wie Inseln aufragen mochten. Die Bankung läßt deutlich erkennen, daß sich die Ablagerung in mehreren Phasen vollzogen hat.

Derartige interglaziale Gehängebreccien sind im nördlichen Teile der Südtiroler Dolomiten bisher nur spärlich gefunden worden. Über eine längst bekannte, ganz analoge Bildung habe ich in meiner „Geologie der St. Vigiler Dolomiten“ (20, Seite 264) berichtet. Trautwein (34, Seite 61, 62) erwähnt aus der Geislergruppe drei Breccienvorkommen. Eines in 1900 m Höhe am Fuße des Saß Rigais auf Grödner Sandstein, das Liegende der beiden anderen Vorkommen ist nicht angegeben. Ampferer (1, Seite 248) hat eine Gehängebreccie von Val Anna in Gröden beschrieben, „welche im unteren Teil auf Quarzporphyr und Grödner Sandstein lagert, im oberen Teil aber von mächtigen Moränenmassen überdeckt wird“.

Bei allen genannten Vorkommen bildet der Grödner Sandstein das Liegende oder wenigstens einen Teil des Liegenden. Wo sie über den Sandstein hinausreichen, dienen zum Teil Quarzphyllit (Peitlerwald), Quarzporphyr (Gröden) und Bellerophon-Schichten (Peitlerkofelgruppe, St. Vigil) als Unterlage.

### c) Terrassensedimente.

Verbreitungsgebiet: Gadertal bei St. Martin und rechtes Ufer des Campiller Baches außerhalb Bespak, sowie in Villnöß.

Bezüglich Ausbildung und Zusammensetzung dieser Sedimente vgl. 20, Seite 265, und 25, Seite 307.

Die Mächtigkeit der Schotter beträgt im südlichen Teile 50 m. In der Gegend von St. Martin sind sie bis auf 10 m erodiert und in historischer Zeit von einem Murschuttkegel bedeckt worden. Vgl. auch Seite 110.

Unterlagerung durch Moräne konnte nicht festgestellt werden, weil das Liegende nirgends zutage tritt. Im Hangenden ist Moräne zwar auch nicht exakt nachweisbar, doch hat Reithofer am Fahrwege zwischen Lovara und Restalt im Hangenden der Schotter ein zentralalpines Erratikum gefunden, das für interglaziales Alter dieser seit September 1931 durch einen Einsturz bloßgelegten konglomerierten Schotter zu sprechen scheint.

Das zweite, größere Verbreitungsgebiet interglazialer Schotter liegt in Villnöß, morphologisch besonders ausgeprägt bei St. Peter. Ihre ursprünglich einheitliche Oberfläche ist durch Gräben und Mulden in mehrere Abschnitte zerteilt, auf denen die Siedlungen entstanden.

Das Material dieser Schotter bildet vorwiegend Schlerndolomit, der ihnen die helle Farbe verleiht. Daneben gibt es Gerölle aus älteren Formationen. Stücke von grauem Brixner Biotitgranit (mit dunklen, basischen Einschlüssen) sind offenbar älteren Moränenablagerungen entnommen.

### Alluvium.

Die heutige Sohle des Gadertales wird taleinwärts von den alten Schmelzöfen bei Piccolein von einer mit Erlenauen bestockten Alluvion

gebildet. Schmale Ausläufer ragen in das unterste Campill hinein und begleiten in wechselnder Breite den Lauf des Gaderbaches gegen Pederoa. Kleinere, ebenfalls flache Schuttsohlen breiten sich am Lasankenbach und innerhalb der Bruckmühle in Villnöß aus.

Große Bergstürze wiederholen sich an der Nordseite des Peitlerkofels. Bergsturzmaterial aus Tuffkonglomeraten lagert nördlich vom Rodelbach und bei Gstill in Villnöß.

Auf einem Schuttkegel liegt die Ortschaft Campill, auf einem Murbruche das Kirchdorf St. Martin. Hier erfolgte der Abbruch vermutlich durch Auslaugung der Gipse im Liegenden des von Bellerophon- und Werfner Schichten aufgebauten Blang de Crosta. Die Mure nahm ihren Weg südlich vom Schlosse Thurn und begrub um das Jahr 1490 die alte Ortschaft St. Martin bis auf die Häusergruppe Restalt. Vgl. Haller (11, Seite 80).

Langsam aber stetig die Ödflächen vergrößernd, sammelt sich Gehängeschutt überall am Fuße der Steilwände.

### Nutzbare Ablagerungen, Mineralquelle.

Vollständig mylonitisierter und aufgeweichter Quarzphyllit wird in „Caß“ bei Rannui als blaugrauer Lehm für Hafnerarbeiten gewonnen. Der Quarzporphyr liefert dauerhaftes Baumaterial für die Talsperren. Teile der Kirchen von St. Peter und St. Magdalena bestehen aus rotem Porphyrit, der z. B. nahe der Pfarrkirche gebrochen wird. Die zierlichen gotischen Fensterrahmen der Magdalenenkirche sind aus feinkörnigem grauen Grödner Sandstein gearbeitet. Vorzüglich eignen sich auch die leicht gewinnbaren Bellerophon-Kalke als Baustein (St. Martin und Campill). Das Muschelkalkkonglomerat gibt poliert einen farbenprächtigen Werkstein (Campiller Kirche).

Die einzige Mineralquelle entspringt der interglazialen Gehängebreccie beim Bade Valdander. Nach Zehenter (38, Seite 123) enthält sie Kohlensäure und Schwefelsäure gebunden an Kalk, Magnesia und Eisen. Zehenter rechnet sie zu den eisenhaltigen, erdigen Mineralwässern.

### Verzeichnis der benützten Literatur.

1. Ampferer O. Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 16, 1928.
  2. Bericht über die 7. Generalversammlung des geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1845.
  3. Bericht über die 8. Generalversammlung des geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1846.
  4. Blaas J. Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902.
  5. Carta Geologica delle tre Venezie. Foglio Bressanone (1 : 100.000). Padova 1925.
  6. Carta Geologica delle tre Venezie. Foglio Monte Marmolada (1 : 100.000). Padova 1931.
  7. Cornelius-Furlani M. Zur Kenntnis der Villnösser Linie. Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt in Wien, 1924.
- — Siehe unter Nr. 6.

8. Emmrich H. Übersicht über die geognostischen Verhältnisse Südtirols. Zugabe zu A. Schaubach, „Die Deutschen Alpen“, IV. Teil. Jena 1846.
9. Furlani M. Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Penserthal in Tirol. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 97, 1919.
10. Geognostische Karte Tirols, aufgenommen und herausgegeben auf Kosten des geognostisch-montanistischen Vereins von Tirol und Vorarlberg, Sektion VI und VII. Innsbruck 1849.
11. Haller J. Th. Das k. k. Landgericht Enneberg in Tirol. Ein historisch-statistisch-topographischer Abriß. Zeitschrift für Tirol und Vorarlberg, Bd. VI, Innsbruck 1831.
12. Hoernes H. Aufnahme im oberen Villnöss-Thale und im Enneberg. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874.
13. — Vorlage der Karte des oberen Villnöss- und unteren Enneberg-Thales. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875.
14. Hummel K. Das Problem des Fazieswechsels in der Mitteltrias der Südtiroler Dolomiten. Geologische Rundschau, Bd. 19, Berlin 1928.
15. Klebelsberg R. Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. I. Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitältern. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 79, 1927.
16. — Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. Verlag Borntraeger, Berlin 1928.
17. Klipstein A. v. Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen. Gießen 1871 (a), 1875 (b) und 1883 (c).
18. Mader I. Die Bäder und Heilquellen im Hochetsch. Verlag Vogelweider, Bolzano 1929.
19. Mojsisovics E. v. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
20. Mutschlechner G. Geologie der St. Vigiler Dolomiten. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 82. Bd., 1932.
21. Ogilvie Gordon M. Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 24, 1927, Teil I und II.
22. — Geologisches Wanderbuch der Westlichen Dolomiten. Wien 1928.
23. Pferschy A. Karte der nutzbaren Mineralagerstätten der Provinzen Bolzano (Bozen) und Trento. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 77, 1929.
24. Pia J. Neue Beobachtungen über die geologische Verbreitung fossiler Kalkalgen. Sitzungsbericht der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien vom 17. Juni 1927.
25. Reithofer O. Geologie der Puezgruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 78. Bd., 1928.
26. Richthofen F. v. Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. Gotha 1860.  
— Sander B. Siehe unter Nr. 5.
27. — Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen. Schlern-Schriften, Heft 16, Innsbruck 1929.
28. Srbik R. Bergbau in Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. Berichte des Naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines Innsbruck, 41. Bd., 1929.
29. Stache G. Vertretung der Permformation in den Südalpen. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874.
30. — Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. Nr. 1. Cephalopoden und Gastropoden. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 27, 1877.
31. — Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. Nr. 2. Pelecypoden und Brachiopoden. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 28, 1878.
32. Stiny J. Perm bei Campill (Gadertal). Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1910.

33. Teller F. Blatt Klausen (Nr. 5347 der österreichischen Spezialkarte). Handkoloriert. Wien 1880.

34. Trautwein S. Zur Geologie der Geißlergruppe im Villnös. Calw 1920.

35. Tschurtschenthaler L. Geognostische Notizen über St. Kassian, und die südtirolische Triasformation. Gedruckt mit Weger'schen Schriften. Brixen 1853.

36. Vardabasso S. Cenni geologici sulla valle di Funés. Archivio per l'Alto Adige, 25. Jahrgang, 1930.

37. Wolff F. v. Beiträge zur Petrographie und Geologie des „Bozener Quarzporphyrs“. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Beilage-Bd. 27, Stuttgart 1909.

38. Zehenter J. Die Mineralquellen Tirols mit vorzüglicher Berücksichtigung ihrer chemischen Zusammensetzung auf Grund der vorhandenen Daten. Zeitschrift des Ferdinandeums für Tirol und Vorarlberg, 37. Heft. Innsbruck 1893.

---

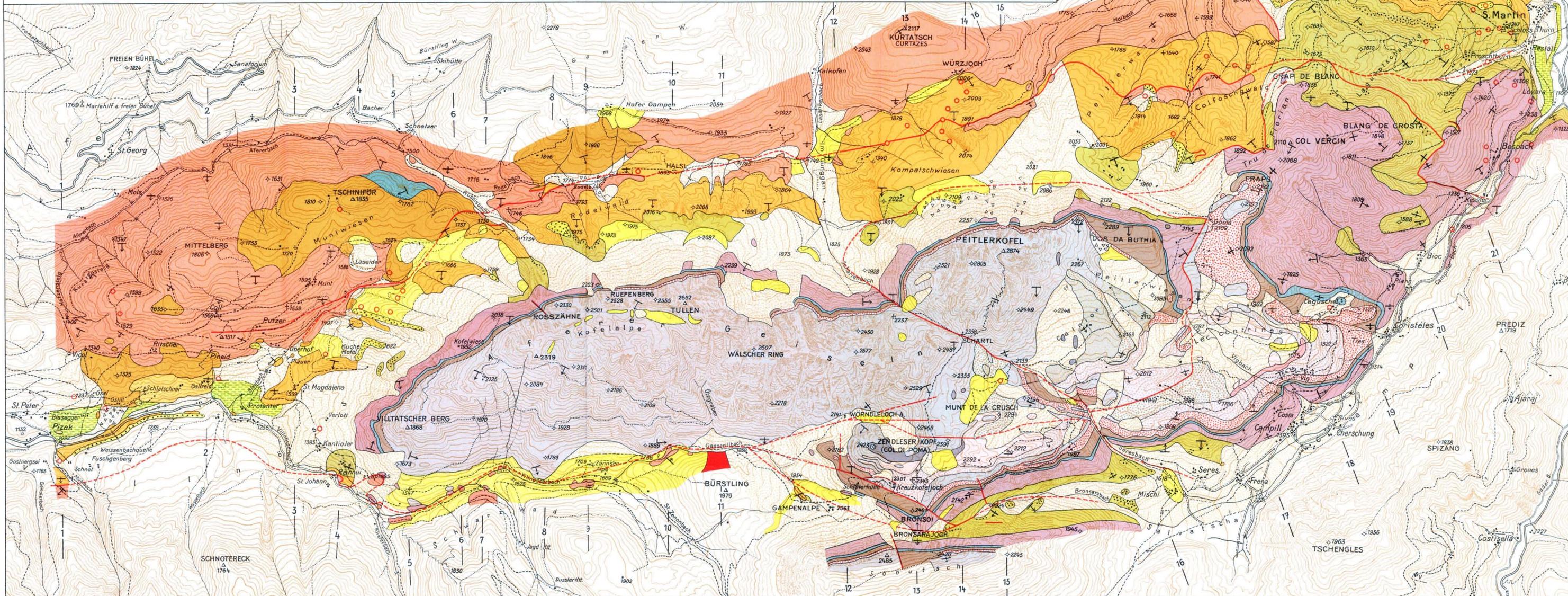
Im Süden schließt die geologische Karte der Puezgruppe von O. Reithofer und des angrenzenden Teiles der Geislerspitzen von R. Klebelsberg (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 78. Band, 1928) an.

# Geologische Karte der Peitlerkofelgruppe

1 : 25.000.

Aufgenommen und gedruckt mit Unterstützung durch den D. u. Oe. Alpenverein.

Aufgenommen von Georg Mutschlechner-Innsbruck, 1931.



	Quarzphyllit		Bellerophon-Schichten; gipsführend		Buchensteiner Agglomerate		Moränen		Zentralalpine Geschiebe		Söhlig
	Diabasporphyrit		Werfner Schichten		Augitporphyrit u. Tuffe		Gehängebreccie		Schichtgrenzen u. -Übergänge		Bis 30°
	Basalbildungen		Unterer Muschelkalk		Wengener Schichten		Terrassensedimente		Störungen		30° bis 60°
	Feldspatreiche Porphyrite von Villnöss		Mendoldolomit		Wengener Agglomerate		Talalluvium		Richtung der Profile		60° bis 90°
	Quarzporphyr des Bürstling		Schlerndolomit		Schlernkalk		Bergsturzmassen				Saiger
	Grödner Sandstein		Buchensteiner Schichten		Cassianer Schichten		Schuttkegel, Gehängeschutt u. Vegetation				



# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1933

Band/Volume: [83](#)

Autor(en)/Author(s): Mutschlechner Georg

Artikel/Article: [Geologie der Peitlerkofelgruppe \(Südtiroler Dolomiten\) 75-112](#)