

Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol)

Von der

Eidgenössischen Technischen Hochschule
in Zürich

zur Erlangung der

Würde eines Doktors der Naturwissenschaften

genehmigte

Promotionsarbeit

vorgelegt von

Hugo Dietiker

aus Hirschtal

Referent: *Herr Prof. Dr. R. Staub*

Korreferent: *Herr Prof. Dr. P. Niggli*

Zürich 1938

Buchdruckerei Fluntern
Plattenstraße 27

Vorwort.

Auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof Dr. *R. Staub* übernahm ich im Sommer 1932 ein Gebiet in den Hohen Tauern zur geologischen Kartierung. Auf zahlreichen, unvergeßlich schönen Exkursionen mit dem Zürcher Institut, die *R. Staub* in die verschiedensten Regionen der Alpen, von den Apuanischen Alpen bis hinüber zum Brenner führte, konnte ich die interessantesten Gebiete dieses Gebirges, von meinem Lehrer meisterhaft erklärt, mit eigenen Augen kennen lernen. Durch diese eigenen Anschauungen wurde in mir der Wunsch wach, selber in den Alpen zu arbeiten.

Herrn Prof. Dr. *R. Staub* danke ich hier für die Einführung in die Geologie der Alpen, für das dieser Arbeit entgegengebrachte Interesse, für einen Besuch im Arbeitsgebiet und für manche wertvolle Ratschläge.

Die Feldaufnahmen wurden ausgeführt in den Sommern 1932—1935; insgesamt wurden über 30 Wochen darauf verwendet.

Die geologische Kartierung erfolgte auf der Grundlage der auf den Maßstab 1:50000 vergrößerten Touristen-Wanderkarte von G. Freytag & Berndt, Blatt 15, Zillertaler Alpen.

Eine solide Grundlage für die Aufnahmen zwischen Wildgerlostal und Krimml lieferte mir die Diplomarbeit von *J. Neher*. Die von Kollege *Neher* gefundenen Resultate sind in dieser Arbeit verwendet worden, ohne daß jedesmal darauf besonders hingewiesen wird. *Neher* hat mir in verdankenswerter Weise seine Feldbücher und seine Dünnschliffsammlung überlassen. Da meine Begehungen nicht über Krimml hinausreichen, beruht die Konstruktion der tektonischen Karte von Krimml an ostwärts allein auf *Neher's* Aufnahmen aus dem Jahre 1931.

Dank schulde ich auch Herrn Prof. Dr. *P. Niggli* für die wertvolle Unterstützung, hauptsächlich bei der Dünnschliffuntersuchung.

Es sei weiter allen jenen gedankt, die durch Ratschläge und Mitteilungen mich bei der Ausführung dieser Arbeit unterstützt haben.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	3
Historischer Teil und Problemstellung	7
I. Das Baumaterial des Nordrandes der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml	30
A. Allgemeine Bemerkungen zur Stratigraphie der Hohen Tauern und generelle tektonische Gliederung des Gebietes	30
B. Zur Stratigraphie der Venedigerzone	33
1. Die kristallinen Gesteine	33
a) Der Venedigerkern	33
b) Das Kristallin der Kirchspitzschuppe	40
c) Das Kristallin der Hanger-Torhelmschuppe	42
d) Das Kristallin der Farmbichlschuppe	49
e) Stratigraphische Gliederung des Venediger- kristallins, Zusammenfassung	50
2. Die mesozoischen Gesteine der Venediger Einheit Der Hochstegenkalk, s. l.	52 52
C. Das Baumaterial der Schuppenzone über der Venediger Einheit	58
1. Die kristallinen Gesteinsserien	58
a) Erster kristalliner Zug der Schuppenzone über der Venediger Einheit	59
b) Zweiter kristalliner Zug der Schuppenzone über der Venediger Einheit	60
c) Das Kristallin der Rettelwand	65
2. Die mesozoischen Gesteinsserien	67
a) Trias	67
b) Lias	79
c) Die ophiolithischen Gesteine	82
d) Die Richbergkogelserie	83
D. Zur Stratigraphie der Grauwackenzone	93

	Seite
II. Tektonische Beschreibung des Nordrandes der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml	94
A. Zur Frage nach der Bauformel	94
B. Die Venedigerdecke	98
1. Die Venediger Hauptmasse	100
2. Die Kirchspitzschuppe	101
3. Die Hanger-Torhelmschuppe	102
4. Die Farmbichlschuppe	102
C. Die Schistes lustrés-Decke	103
5. Der Schuppenzug der Schistes lustrés von Astegg und das Karbon vom Blauen	104
6. Die Schistes lustrés-Schuppenzone vom Plattenkogel	105
7. Der kristalline Zug Larchkopf - Wilder Bach	105
D. Die Matreier Zone	106
8. Die Rettelwandserie	106
9. Die Riederbach Trias	107
10. Das Kristallin auf der rechten Flanke des Gerlostales	108
11. Die Richbergkogelserie	109
E. Die Grisoniden	110
12. Die Krimmler Trias	110
F. Die Tiroliden	111
13. Die Grauwackenzone	111
III. Allgemeines	112
A. Bewegungsbahnen	112
B. Metamorphose	112
C. Schubrichtung	114
Alte Strukturen im Unterbau der Venediger Einheit	115
Morphologische Bemerkungen	118
Kurze Zusammenfassung der Resultate	120
Literaturverzeichnis	122

Historischer Teil und Problemstellung.

Zweck und Sinn dieses Kapitels ist es, den Stand der Kenntnisse zu Beginn der Niederschrift aufzuzeigen, und damit die theoretischen Grundlagen für eine neue Detailaufnahme zu beschaffen. Wenn wir den Streit für und gegen die Theorien geschichtlich verfolgen, so ergibt sich uns schliesslich von selbst die Problemstellung zur neuen geologischen Aufnahme:

Die geologische Erforschung der Hohen Tauern nimmt ihren Anfang mit eigentlichen Aufnahmearbeiten erst um die Mitte des vorigen Jahrhunderts. Zu jener Zeit führten Geologen der österreichischen Reichsanstalt die ersten Uebersichtsaufnahmen in den Tauern durch und es sind diese Pioniere, die einen ersten Grundstock vorzüglicher Beobachtungen anlegten. Die Aufnahme des Blattes Grossglockner 1 : 75000 von *Lipold-Peters* (NE-Teil des Blattes, 1853) und *Teller* (SW-Teil des Blattes, 1883) ist bis jetzt die einzige Spezialkarte unseres Gebietes geblieben, die überdies nur als Manuskriptkarte zugänglich ist. Ergebnisse geologischer Detailuntersuchungen jüngeren Datums von *Ohnesorge* in der Gerlos wurden leider nicht veröffentlicht. Sie sind aber als Unterlage für die Zeichnung der geologischen Karte der Republik Oesterreich (1929) verwendet worden und darum in den allergrößten Zügen zur Publikation gelangt.

Die ersten Profile durch den zentralen Teil der Hohen Tauern zeichnen *Stur* (164*) und *Peters* (109). Sie unterscheiden folgende Elemente: Zentralgneiskerne, deren Schieferhülle und Radstädter Tauern-Gebilde. Die Zentralgneismassen liegen in der zentralen Hebungsachse des Gebirges, die in verschiedene

*) Die Zahlen in Klammern bedeuten die betr. Nummer im Literaturverzeichnis.

Kerne aufgelöst wird. Es folgen an deren Nordrand steil einfallend normalerweise Schieferhülle, Radstädter Tauern-Gebilde und Tonglimmerschiefer plus Grauwacken der Kitzbühler und Dientener Berge als Ost-West verlaufende Zonen. Die Schieferhülle sei die gesamte Schichtreihe vom Archaikum bis zur Trias. Die Kalkglimmerschiefergruppe gilt als jüngerer Paläozoikum, enthaltend Kalk, Dolomit und Rauhwacke. Die braunen Kalkphylite werden ins Mesozoikum gestellt. Wie ein Profil *Peters* (109) durch Krimml zum Ausdruck bringt, treten hier die Radstädter Gebilde in direkten Kontakt mit dem Zentralgneis. Eine Schieferhülle soll hier fehlen. Der anormale Kontakt entspricht einer Bruchlinie, entlang welcher diese versunken wäre. Vom Steinkarkopf bis zur Nesslingerwand wechsellagern Radstädter Kalke mit Radstädter Schiefen. Als Radstädter Schiefer werden von *Stur* (164) folgende Gesteine angeführt: schwarze Tonschiefer, graphitische Schiefer, glimmerschieferähnliche Gebilde, grauwackenähnliche Schiefer, Strahlsteinschiefer und Uebergänge in Chloritschiefer; als Radstädterkalke: dichte Kalke, lichtgraue dolomitische Kalke, dunkelschwarzgraue Kalke, schwarze Kalkschiefer mit Belemniten, Krinoidenkalksteine, Kalkschiefer mit Glimmer, graphitische Kalke, weisse körnige Kalke, graue gestreifte Kalkschiefer, dichte graue Dolomitschiefer und Rauhwacken. Belemnitenfunde in den Radstädter Tauern belegen das mesozoische Alter dieser Schichtgruppe.

Die genannten Forscher bemerkten schon damals recht deutlich die grosse Kompliziertheit der Schichtserien am Nordrand der Tauern, die von ihnen noch nicht enträtselt werden konnte, und so schreibt denn *Stur* (164) „Diese Schichten halten in ihrer Längserstreckung nach Ost und West bald mehr, bald weniger lange an, woraus das Ausbleiben und die regellose Aufeinanderfolge der Gesteine in verschiedenen Gegenden der Schieferhülle zu erklären ist“. Dasselbe wird auch über das Auftreten der Gesteine in den Radstädter Tauern-Gebilden beobachtet. Als nichtmetamorphe Facies soll die Grauwackenformation der Schieferhülle gleichzustellen sein. Dieser Grauwackenzone mit dem Silur von Dienten lagert am Nordrand nochmals eine mesozoische Hülle, die Zone der nördlichen Kalkalpen auf.

Bernhard Studer (163) behandelt in seiner Geologie der Schweiz bemerkenswerterweise die Alpen vom Mittelmeer bis nach Wien und erkennt als erster die Analogien zwischen den

Gesteinsserien der Hohen Tauern, Graubündens und des Wallis. Er weist auf eine charakteristische Mittelzone der Alpen hin. Er sagt, dass auch landschaftliche Uebereinstimmung einen Vergleich der grauen und grünen Schiefer der Tauern mit den Walliser Schieferen stütze. Diese Schiefer hält er für mesozoisch und kennt schon die eingelagerten Serpentine, Marmore und Dolomite im Osten wie im Westen.

So wurden gleich schon im ersten Anlauf in stratigraphischer Beziehung zum Teil recht moderne Anschauungen vertreten, die leider später wieder verlassen wurden.

Das Vorkommen mesozoischer Sedimente in der Schieferhülle der Hohen Tauern wurde in den folgenden Jahren bestritten. *Vacek* (174) anerkennt zwar das triadische Alter der Radstädter Kalke und Schiefer in den Radstädter Tauern, verleugnet aber ihren Zusammenhang mit den Krimmler Schichten. Diese sinken darum in der stratigraphischen Skala tiefer. Den Mayrhofener Schieferzug reiht *Stache* (138) ins Karbon, indem er behauptet, die Karbonformation des Steinacherjöchels sei ein normaler Bestandteil der Schieferhülle und darum auch in unserer Zone den Zentralgneismassen vorgelagert.

Ein wesentlich einfacheres Profil als *Peters* zeichnet *Löwl* (92) durch die Krimmler Zone. Die Schieferarten füllen, vielfach verknetet, eine tiefe Mulde, die zwischen Zentralgneis und Grauwackenzone abgesunken sei. Bei Krimml selbst sollen die Schichten in einem Grabenbruch so tief versenkt sein, dass sie sogar unter die Schuttmassen der Salzach abtauchen. Das Salzachtal wird infolge dieser Anschauung nunmehr zum Typus eines tektonisch angelegten Bruchtales. Das Liegende dieser Krimmler Mulde bilden nach *Löwl* die Kalke und Dolomite der Nesslingerwand als Nordschenkel und die Kalke des Steinkarkopfes als Südflügel.

Zu anderer Auffassung gelangt *Diener* (37) bei der Untersuchung des Krimmler Profiles. Die Stratigraphie bereichert er wesentlich durch die Diploporenfunde in den Kalken der Nesslingerwand. Die Kalke und Dolomite dieser Lokalität sind von nun an als Krimmler Trias in der Literatur bekannt. Die südlichen Glieder der Krimmler Schichten werden als paläozoisch betrachtet und da, wie von *Löwl* angenommen wird, das Alter der Schieferhüllenglieder mit der Annäherung an den Zentralgneis stetig zunehme, so wird der Kalk vom Steinkar-Kopf,

nach einem Vorschlag *Beckes* (11) Hochstegenkalk benannt, als vielleicht silurisch betrachtet. Von der Buntheit der Krimmler Gesteinsserie und der tatsächlichen Lagerungsform gibt uns *Diener* mit seinem sorgfältig beobachteten Profil einen anschaulichen Begriff.

Eine Zeitlang gilt dann das Interesse der Forscher in erster Linie der Zentralgneiszone der Hohen Tauern. Petrographisch orientierte Arbeiten von *Weinschenk*, *Becke*, *Löwl* und *Grubenmann* befassen sich vorzüglich mit dem Zentralgneis und seiner „kontaktmetamorphen“ Schieferhülle.

Als Vertreter dieser vorwiegend petrographischen Forschungsrichtung gibt uns *Becke* (13) in seinem Führer zu einer Exkursion anlässlich des internationalen Geologenkongresses in Wien einen klaren Einblick in den Stand der damaligen Kenntnisse und in die herrschenden Anschauungen. Zu jener Zeit war die autochthone Natur der Ostalpen selbstverständlich und unangefochten. Interessanterweise ist gerade die Exkursion *Beckes* zum Ausgangspunkt einer epochemachenden neuen Auffassung geworden. Wir treten daher vorerst auf diese Auffassung *Beckes* näher ein.

Der Zentralgneis gilt als intrusiv und metamorph. Während *Weinschenk* die Begriffe Piezokristallisation und Piezokontaktmetamorphose schafft, gibt *Becke* als allgemein wirkende Ursache der Metamorphose in den Tauern eine Versenkung in bedeutende Erdrindentiefe an, der sich die Wirkungen der Intrusion des Zentralkernes überlagert haben. Als Beweise für die intrusive Natur des Zentralgneises gelten für *Becke*:

1. Die Kontaktmetamorphose der Schieferhülle. Die Intensität derselben nimmt nach aussen stetig ab.
2. Apophysen, die in die Schieferhülle eingedrungen sind, wurden durch Auswalzung zu konkordanten Einlagerungen des Schieferdaches.
3. Schollen der Schieferhülle selbst schwimmen in der Randzone des Zentralgneises und zeigen besonders deutlich die Kontaktmetamorphose, z. B. die Greinerscholle zwischen Tuxer und Zillertaler Gneiskern.

Becke hat durch seine Studien gerade in der Gegend von Mayrhofen die Schieferhülle zu unterteilen vermocht, in ähn-

licher Weise übrigens wie *Studer* und *Peters*. Auf ihn geht die weiterhin oft verwendete Aufteilung derselben in „Untere und Obere Schieferhülle“ zurück. Den Inhalt der unteren Schieferhülle bilden „kalkarme oder kalkfreie Silikatgesteine mit gelegentlichen Einlagerungen von grösseren reinen Kalklagern“; den der oberen Schieferhülle „vielfacher Wechsel von kalkarmen und kalkfreien Schiefergesteinen, nach Art der sedimentären Mergel gemischt“. Hauptsächlich in der oberen Schieferhülle finden sich Lager und Linsen von Grünschiefern, Amphiboliten, usw.

Die ganze Schieferhülle wird auch von *Becke* für vortriadisch gehalten, da ihr Trias, in Schollen transgredierend, aufliege. Da sie indessen eine recht bunte Gesteinsreihe enthält, soll sie jünger sein als die monotonen Pinzgauer Phyllite. Längs der Depression am Nordrand der Tauern kommen nach *Becke* permische bis liasische Sedimente vor, so in den Tarntaler Köpfen, auf Penkenberg, der Gerlossteinwand, im Gerlostal und in Krimml. Durch den Pinzgauergraben werde die Verbindung mit den Radstädter Tauern hergestellt. Im Süden entsprächen diesen Schichten diejenigen von Windisch-Matrei.

Die geologische Exkursion *Beckes* wird zum Markstein in der Geschichte der Ostalpengeologie, indem von ihr aus die Uebertragung der in erster Linie von *Lugeon* und *Schardt* für die Schweizeralpen aufgestellten Deckentheorie auf die Ostalpen ihren konkreten Ausgang nimmt. *Termier* (168) hat vor allem das grosse Verdienst, die Deckentheorie in kühner Art auf die Tauern übertragen zu haben. Gleichzeitig wurde er damit auch zum Entdecker des Tauernfensters. Durch seine Thesen wird eine neue Epoche der Tauerngeologie eingeleitet.

Wie schon *Studer* lange vor ihm, erkennt *Termier* wieder die grosse Uebereinstimmung der Tauerngesteinsserie mit denen der Westalpen. Den Zentralgneis der Tauern vergleicht er mit den Gneiskuppeln der Levana und des Gran Paradiso. Dann vor allem findet er in den Tauern wieder die Schistes lustrés der penninischen Decken der Westalpen in typischer Ausbildung. Diese Schichtgruppe der oberen Schieferhülle, die Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite der Ostalpengeologen sind es vor allem, die zu vergleichenden Betrachtungen herausfordern. *Termier* hat die beiden Profile *Beckes* durch die Mayrhofener Schichtserie, von deren Richtigkeit er sich an Ort und

Stelle überzeugt hatte, in einzelne Decken aufgelöst. Die tiefste tektonische Einheit, die Zentralgneismassen und die untere Schieferhülle umfassend, ist seine „Nappe du Hochstegenkalk“. Sie wird von der Decke 2, der „Nappe des Schistes lustrés“ überschoben. Diese beiden Decken sind es, die hauptsächlich den Fensterrahmen füllen und die Hohen Tauern ausmachen. An Hand von Vergleichen mit Gesteinen der Westalpen ergibt sich ein triadisches Alter des Hochstegenkalkes, für die Schistes lustrés ein nachtriadisches, wahrscheinlich liasisches Alter. Ueber der Decke der Schistes lustrés folgen Lamellen, unzusammenhängende Reste einer dritten Decke. Die vierte Decke folgt dem Nordrand der Tauern von den Tarntaler Köpfen zur Gschösswand, der Rettelwand, der Nesslingerwand in die Radstädter Tauern. Die Pinzgauer Phyllite und die Grauwackenzone werden als Kern dieser vierten Decke aufgefasst. Den Rest einer fünften Decke oder eine verkehrte Serie will *Termier* auf der Rettelwand erkennen. Die Längstalfurche des Pinzgau ist nach *Termier* nicht ein Grabenbruch, wie dies von jeher angenommen wurde, sondern „un synclinal récent postérieur à la mise en place de la nappe et par lequel quelques témoins de la nappe sont conservés“. 1905 hat *Termier* (169) ein erneutes, wenig abgeändertes Deckenschema der Ostalpen publiziert. Darin bleiben sich gleich Decke 1 und Decke 2. Die Decke 3 besteht aus der Gschösswand-Weissespitz-Tribulaun-Trias und den Glimmerschiefern des Pflerschtals und der Stubaiäer Alpen. Die Decke 4 ist die Ortlerdecke, mit der Trias der Rettelwand, den Tarntaler Köpfen und den paläozoischen Phylliten von Steinach und Matri am Brenner.

Der Kampf für und wider diese Thesen *Termiers*, der sofort mit Vehemenz einsetzte, brachte wieder wertvolles neues Beobachtungsmaterial. Aber auch heute noch, nach über 30 Jahren, ist der Meinungsstreit um die Thesen *Termiers* noch nicht zur Ruhe gekommen. Daraus mag erhellen, wie fruchtbar und anregend die Ideen westalpiner Geologen für die Geologie der Tauern geworden sind.

Einer der ersten Geologen, der sich auf diese Ideen eingelassen hat, ist *Ed. Suess* (166). Wir finden in seinem Werk, fussend auf einer Auffassung *Steinmanns*, die Tauern als leponthinisches System beschrieben, sich aufbauend aus Zentralgneismassen, der Schieferhülle und den Radstädter Serien. Den le-

pontinischen Rahmen bilden nach *Suess* der Tribulaun, die Tarntaler Köpfe, die Krimmler Trias und die Radstädter Serien. Im Süden sind diesem Rahmen die Matreier Schichten äquivalent.

Eine neue Uebertragung westalpiner Gesichtspunkte auf die Tauern versucht *Steinmann* (162). Er will den Hochstegenkalk nicht in die Trias, sondern in den oberen Jura, ins Tithon stellen, denn er sagt sich, dass ein ähnliches reines Kalkgebilde im lepontinischen Gebiet der Trias im Westen nicht zu finden sei. Wohl aber finde er sowohl landschaftliche als auch lithologische Uebereinstimmung mit dem Sulzfluhkalk Graubündens. Dieser Schluss gestattet ihm, sein Deckenschema Bündens folgendermassen auf das Tauernfenster zu übertragen: Das Äquivalent seiner Klippendecke ist die Hochstegenkalk-Decke, während die Kalkphyllitdecke, *Termiers* Decke der Schistes lustrés, der Rhätischen Decke entsprechen soll. Es gelang *Steinmann* im Brennergebiet, an der Basis der Kalkphyllitgruppe der Nachweis von kristallinen Schiefen und Gneis, und damit eine Stützung der Auffassung *Termiers*, die Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite der oberen Schieferhülle als eigene Decke vom Hochstegenkalk abzutrennen.

Andere interessante Vergleiche zwischen der Tektonik Bündens und derjenigen der Tauern schlägt *Zyndel* (179) vor, wenn er meint, dass der Zentralgneis mit dem Hochstegenkalk der Surettagneisfalte entsprechen könnte. Er vermutet, dass Schuppen über dieser tiefsten Tauerndecke, die ebenfalls Hochstegenkalk führen, mit den Schamserdecken zu parallelisieren sind. Die zweite Decke *Termiers* mit den typischen Grünschiefern soll der Rhätischen Decke entsprechen, die Radstädter Decken und der Tribulaun indessen den unteren ostalpinen Decken mit dem Lischanna, Ortler- und Berninagebirge. Nach *Staub* (141) ist zunächst vor allem die Rhätische und die Suretta-Decke in den Hohen Tauern entwickelt.

Um 1912 werden Detailaufnahmen vorerst im östlichen Teil der Tauern an die Hand genommen. *Kober* (78) kann die Arbeiten von *Uhlig*, *Becke*, *Trauth*, *Seemann*, *Stark* und die eigenen zusammenfassen und eine Deckenstruktur der östlichen Tauern auf folgende Weise geben: 1. An der Basis Zentralgneisdecken (Zentralgneiskerne als einzelne übereinander geschobene Tauchdecken), 2. Kalkphyllitdecken, 3. Radstädter- oder Klammdecken, 4. Eine zweigeteilte ostalpine Decke. Später hat dann

auf Vorschlag *Staub's* (145) Kober die grosse Scheidung von Peninikum und Ostalpin auch für die Ostalpen übernommen.

Am Westende der Hohen Tauern geht *Sander* (117 u. f. ganz eigene Wege. Seine Studien bringen genaue petrographische Beschreibungen der Tauern-Gesteine. Besonders beachtet er dabei die tektonische Facies der Gesteinskomplexe und wird dabei zu seinen speziellen Studien der Gefügekunde geleitet. *Sander* stellt sich nicht vorbehaltlos auf den Standpunkt *Termiers*. Wenn er von „grösseren Nordgeschwindigkeiten höherer Niveau“ spricht, denkt er nicht an Deckenverfrachtungen von grossem Ausmass.

Die Schieferhülle der Tux löst *Sander* in 6 verschiedene Zonen auf:

1. **Hochstegenlage** mit Graphitquarziten, Porphyroiden, Arkosen und Hochstegenkalk, auch Tuxermarmor genannt. Sie ist durch eine Bewegungsfläche vom Tuxerkern getrennt.
2. **Schmittenberg-Tauchdecke**. Ausser Tuxermarmor führt diese Decke in reichem Masse auch Dolomite und Grauwacken, polygene Breccien, Knollen- und Grauwackengneise. Verschiedene Stirnscharniere werden beobachtet, deren Achsen nach Westen einfallen.
3. **Gschösswandlage**. Tuxer Sericitgrauwacken mit basal eingeschalteten Gneismyloniten, Kalkphylliten und Quarzphylliten enthalten als nördlichstes Glied einen Dolomit- und Breccienzug (Permokarbon-nachtriadisch), der tektonisch vervielfacht auftritt.
4. **Hauptzone der Tuxerphyllite**. Kalkphyllite und Glanzschiefer, die noch Glieder der unteren Schieferhülle tektonisch eingeschaltet führen (Albitphyllit und Grünschiefer). Im Zillertal bei Schwendau unter Quarzphyllit eintauchend, im Westen dagegen auf denselben überschoben. Nordbegrenzung durch Grauwacken, Marmore, Dolomite und Breccien der Lage 3.
5. **Tarntaler Mischungszone**. Sie enthält Quarzite, Dolomite und Breccien.
6. **Tarntaler Gesteine**.

Eine abgeänderte Auffassung vom Tauernfenster gibt *Sander* 1921 (122), indem er dasselbe als ein sogenanntes Scheren-

fenster betrachtet. Höhere Gebirgsteile haben die Tauernkuppel wohl im Süden angefahren, sie jedoch nur seitlich am Brenner und am Katschberg überwallt, sodass es nur dort zu grösseren Deckenwanderungen kam. Es wird also die Ansicht vertreten, dass die Grauwackenzone autochthon sei und nicht, wie *Termier* annimmt, im Süden wurzle. So wird seinem Bedürfnis Genüge getan, den Fensterrahmen aus tektonisch verschiedenartigen Gebilden zusammenreihen zu können.

W. Schmidt (125) sträubt sich dagegen, in den Tauern ein Fenster zu sehen. Aus der Schwierigkeit heraus, keinen Tauerndrahmen zu kennen, konstruiert er ein Tauernsofa mit dreiseitiger Umrandung. Zwischen Quarzphylliten und Tauernphylliten soll keine bedeutende Grenze bestehen. Der Zentralgneis soll ein abgesenkter Teil der Muralpen darstellen.

Trauth (170) tritt in scharfen Gegensatz zu *Schmidt*, weil er aus seinen, aus den Jahren 1907—12 stammenden Aufnahmen den Schluss ziehen kann, dass zwischen den Gesteinsserien der Dientener Berge (Pinzgauer Phyllite) und den Tauern (penninische Zone) ein grosser facielles Unterschied bestehe.

Aehnliche Ideen wie *Schmidt* und *Sander* hatte früher schon *Kossmat* (89) entwickelt. Da dazumal noch ein direkter Zusammenhang von Tribulaun, Tarntalern und Radstädter Tauern festzustehen schien, die Tribulaunserie das Oetzkristallin aber offensichtlich überlagert, zog *Kossmat* den Schluss, dass das Oetzkristallin sich unter der Pinzgauer Phyllitzone hindurch mit den Muralpen verbinde. An Stelle einer Tauernkulmination stellt er seine Tauernnische. Später hat *R. Staub* gezeigt, dass die Tarntaler Serien unter das Oetzkristallin eintauchen. Durch das Aufzeigen des tektonischen Niveauunterschiedes von Tribulaun und Tarntaler Serien ist jene Meinung widerlegt. Die Granitgneisstöcke der Tauern sind nach *Kossmat* jung, cretisch-tertiären Alters. Man hätte sich nach ihm vorzustellen, dass magmatische Intrusion und Gebirgsbildung vereint aktiv die tektonische Struktur geschaffen hätten. Die orogenetischen Bewegungen hätten die magmatische Tätigkeit überdauert. Diese Gedankengänge greifen in neuerer Zeit wieder auf: *Angel*, *Heritsch*, *Winkler*, *Christa* und *Kölbl*.

Auch späterhin vertritt *Kossmat* (90) die Ansicht, dass die Zentralalpen nicht unter den Ostalpen verdeckt liegen können. In der pannonischen Senke, meint *Kossmat*, sollte nach der

Deckenlehre der alpine Deckenhaufen versenkt liegen und darum ein Schweredefizit zu erwarten sein, indessen tritt hier von Osten her ein Massenüberschuss gegen Westen vor. Mit *Kossmat* ist die Zentralzone die axiale Region, die ihr Vorland unterfährt, und die nordalpine Sedimentzone überdeckt sehnenförmig den Bogen dieser Zentralzone. Wie aus dem Profil *Kossmats* ersichtlich ist, wird somit der Tauernbogen zu einem Teil der ostalpinen Kernmasse, welcher die Kalkalpen auflagern.

Zu verschiedenen Malen hat sich *Kober* (81) mit der regionaltektonischen Gliederung des Tauernfensters befasst. Die Deckenfolge des östlichen Tauernfensters parallelisiert er auf folgende Art mit dem Gebiet des westlichen: Ankogel-, Hochalm-, Sonnblick-Decken einerseits entsprechen der Ahorndecke (unterste) der Tuxer- und Zillertaldecke andererseits. Der Modereckdecke könnten kleine Teildecken am Nordrand des Tuxerkernes entsprechen. Der Granatspitzkern gilt als Sonnblick-, eventuell Modereckdecken-Aequivalent. Diese Deckenfolge der Hohen Tauern vergleicht *Kober* mit den penninischen Decken der Schweizeralpen. Den Rahmen des penninischen Fensters bildet *Kobers* Mischungszone, in der sich ostalpine und penninische Elemente vermengen.

Staub (151) untersucht in seinem „Bau der Alpen“, welche penninischen Deckeneinheiten der Schweizeralpen in Frage kommen, die in Graubünden unter die höheren Deckenmassen des ostalpinen Gebirges eintauchen und am Brenner zu einer letzten Kummulation aufsteigen und daselbst blossgelegt sind. Eingehende Studien lithologischer und tektonischer Art zeigen, dass das Penninikum der Hohen Tauern auf zwei tektonische Gross-einheiten zurückgeführt werden kann, nämlich auf seine Venediger-Hochalmdecke, die als tiefste tektonische Einheit der Tauern der Tambo-Surettadecke Bündens zu vergleichen ist und seine Glocknerdecke, die er mit der Margnadecke Bündens vergleicht. Als Analogie zu der Zerschlitung des Suretta-Deckenkernes in Graubünden ist die Aufteilung der Venedigerdecke in Tuxer- und Zillertalerkern aufzufassen. Ihr entspricht im Osten die Zweiteilung in Ankogel- und Hochalm-Teildecken. Die Glocknerdecke enthält als kristalline Kerne Sonnblick, Silbereck; Granatspitz und Greinerscholle. Die Matreier Schuppenzone, *Kobers* penninisch-ostalpinen Mischungszone entsprechend, kann *Staub* fast dem ganzen Fensterrahmen entlang verfolgen und

sie im Gegensatz zu *Kober* als rein penninische Zone beschreiben. Sie ist mit den Schamser- und Plattadecken Bündens zu vergleichen. Die Radstädter Decken erachtet *Staub* als unter- und mittelostalpin. Wie es *Staub* gelang, die Deckengliederung des Wallis in Bünden wiederzufinden, so ist es ihm wiederum möglich, sein Deckenschema Bündens auch in den Tauern anzuwenden. *Staub* hat so zur einheitlichen Deckennomenklatur der Zentralzone der Alpen wesentlich beigetragen. Er hat auch eine stratigraphische Gliederung der „Schieferhülle“ im Sinne seiner Erfahrungen aus Bünden und dem Wallis durchgeführt und stellt darin sowohl paläozoische als auch mesozoische Schichtglieder fest:

1. Tiefere, stark metamorphe Paraschieferserie: Biotitschiefer, Granatglimmerschiefer, Chloritoidgesteine und Goldbergserie mit Biotitschiefern, Gabbros, Marmoren und Silikatfelsen; dieselbe ist äquivalent der Fedoz- und Valpellineserie.
2. Casannaschieferserie: quarzitisches Schiefer und Glimmerschiefer.
3. Karbonhorizont, meist mit Graphitquarziten und -Schiefern, Sandsteinen und Arkosen.
4. Basis der Trias mit tafeligen Quarziten.
5. Kalkig-dolomitische Trias.
6. Bündnerschiefer-Ophiolithserie, z. T. mit Liasbreccien jünger als Trias.
7. Penninischer Flysch an der Basis der Tarntaler Köpfe. (Kreide-Tertiär).

Eine neueste intensive Periode der Tauerngeologie hat dann erst vor wenigen Jahren begonnen, indem in verschiedenen Sektoren die Forschung mit eigentlichen Detailaufnahmen eingesetzt hat. Fast gleichzeitig mit Schülern der Zürcher Geologenschule gingen österreichische und italienische Forscher daran, den tektonischen und stratigraphischen Problemen der Tauern auf den Leib zu rücken.

Dünner (40) und *Bleser* (19) bearbeiteten das Westende der Tauern in der Brennerregion von neuen Gesichtspunkten aus. Ihre Arbeiten haben im grossen und ganzen eine schöne Bestätigung der Synthese *Staubs* in diesem Gebirgsabschnitt gebracht. *Dünner* konstatierte das Fehlen einer eigenen mittelost-

alpinen Decke. *Dünner* wie *Bleser* gelang aber der Nachweis einer eigentlichen Venediger Trias unter dem Hochstegenkalk, von diesem getrennt durch einen kristallinen Schubspan, der Saxalmwand-Schuppe. Der Kern der Glocknerdecke zeigt sich zerschlitzt in drei kristalline Schuppen, die sich durch das ganze untersuchte Gebiet hindurch verfolgen lassen. Ihre Untersuchungen haben weiter gezeigt, dass die Hauptmasse der Bündnerschiefer in der Brennerregion zur Glocknerdecke gehört. Es wird eine unserer Aufgaben sein, den Zusammenhang unseres Gebietes mit der sorgfältig nach den modernsten Gesichtspunkten durchforschten Brennerregion zu untersuchen, so gut dies auf eine Distanz von ca. 30 km möglich sein wird.

Wertvolle Detailaufnahmen besitzen wir nun auch vom Südrand der Tauern, aus dem Ahrntal, ausgeführt von den italienischen Geologen *Bianchi* und *G. Dal Piaz*. *Bianchi* (16) gibt uns eine eingehende petrographische Analyse der verschiedenen tektonischen Serien, vom Venedigersüdrand und dem Deferegger Gebirge bis hinunter zu den Dinariden. *Dal Piaz* (32) beschreibt uns in klarer Weise die Stratigraphie und die tektonische Struktur derselben Region. Die Resultate dieser Aufnahmen im oberen Ahrntal lassen sich ohne Schwierigkeit in die von *Staub* entwickelte Synthese einfügen. Die Gliederung lautet:

1. Decke des Grossvenedigers.
2. Dreiherrnsplitz-Greinerdecke und Kalkphyllitdecke.
3. Matreier Schuppenzone.
4. a) Zone des Monte Nevoso, untere Grisoniden.
b) Zone der Croda Rossa, obere Grisoniden.
5. Tiroliden.
6. Dinariden.

Die Deckennomenklatur von *Dal Piaz* entspricht ganz der von *Staub* vorgeschlagenen. *Dal Piaz* benutzt für seine penninischen Decken auch dieselben Vergleichsgebiete und kommt zu denselben Deckenparallelisierungen wie *Staub*. Wichtig ist der wohl endgültige Nachweis von jungen tertiären Intrusivmassen in den Tonaliten des Rieserferner und anderer kleiner Intrusionen in der grisoniden Einheit. Die Aufnahmen von *Dal Piaz* sind für uns besonders wichtig, da sie das südliche Gegenstück unseres Untersuchungsgebietes bilden, wo gemäss dem Postulat der Deckenlehre unsere Gesteinszonen wurzeln sollen. Der Wurzelzone im Süden der Venedigerkuppel soll das Tauchdecken-

land im Norden derselben zugeordnet werden können. Es sollte darum die Möglichkeit bestehen, den von der Erosion zerstörten Zusammenhang über die Kulmination hinweg rekonstruieren zu können.

Kölbl (82) kommt durch seine Untersuchungen im mittleren Abschnitt der Hohen Tauern zum Schluss, dass Deckenbau dieses Gebiet, wie auch jene weiter im Westen und im Osten beherrsche. Er kann zeigen, dass der Granalspitzkern, früher von *Löwl* (93) als idealer Lakkolith beschrieben, die Kennzeichen einer durchgehenden Bewegung aufweist und darum mit Recht als Deckenkern angesprochen werden darf. Auch die Unterlage des Zentralgneises, aus unterer Schieferhülle bestehend, die stark gefaltet ist, weist auf intensive Bewegungen hin. („Söhligler Boden“ *Löwls*).

Kölbl (86) bietet anlässlich von Feldaufnahmen am N E - E n d e d e s V e n e d i g e r m a s s i v e s das Aufsuchen einer penninisch-ostalpinen Grenze solche Schwierigkeiten, dass er sich veranlasst sieht, sich vollständig umzustellen und in das Lager jener abzuschwenken, die ein penninisches Tauernfenster bekämpfen. *Kölbl* erscheint es — wie auch *Sander* und *Schmidt* — unmöglich, in seinem Untersuchungsgebiet ostalpine und penninische Faciesgebiete zu unterscheiden. Der Zentralgneis ist nach *Kölbl* jung und während alpinen Bewegungsphasen erstarrt. Die Zentralgneiszungen in den Sulzbachtälern und im Habachtal betrachtet er als Eruptivschlote, welche diskordant die Schieferhülle durchsetzen. Von ihnen aus erfolgte die Kontaktmetamorphose besonders gut. Wie *Kölbl* die Verhältnisse sieht, gelangt die Schieferhülle bei Krimml in Horizontaldiskordanz zu der Venedigermasse und keilt hier aus, sodass gleich unterhalb Krimml die Pinzgauer Phyllite, von Nordwesten her über das Salzachtal hereinstreichend, in unmittelbaren eruptiven Kontakt mit dem Venedigergneis gelangen. Als Zeichen eines Eruptivkontaktes werden Injektionserscheinungen, Biotitanreicherung, injektive Durchäderung und Aufblätterung des Quarzphyllites beschrieben. Südlich der Krimmler Trias sieht *Kölbl* im Profil des Plattenkogels Quarzphyllit mit Schichtgliedern der oberen Schieferhülle vermischt. Diese Trias kann deshalb keinesfalls die penninisch-ostalpine Grenze markieren. Da zudem die Trias bei Krimml nach Nordwesten streicht, so erscheint es *Kölbl* (88) unmöglich, sie mit der Tarntaler Trias zu verbinden. Die Schie-

ferhülle wird in zwei Teile zerlegt; zunächst in einen Teil, der in direktem Verband mit der Grauwackenzone steht. Einzelne Züge derselben lassen sich, wie *Kölbl* sagt, oft ins Fenster hinein verfolgen. Was dieser Teil der Schieferhülle lithologisch sein soll, wird leider nicht ausgeführt. Der andere Teil der Schieferhülle, die Hauptmasse der Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer mit ihren Begleitern, zeigt gegenüber den anderen Einheiten (?) deutliche Horizontaldiskordanz. Im Granatspitzkern soll sich zeigen, dass dieser zweite Teil der Schieferhülle den Gesteinen der Grauwackenzone aufliege. Ganz entschieden wendet sich *Kölbl* von den Ideen der Deckentheorie ab und bewegt sich in Gedankengängen, die an die alte Schule von *Vacek* und *Stache* erinnern. Jedoch kannten auch jene Pioniere am Nordrand der Tauern kein Uebereinandergreifen von Strukturlinien der Schieferhülle auf die Grauwackenzone und von Grauwackengesteinen, die gar an die Zentralgneise herantreten, ist bei ihnen nicht die Rede.

Zu wesentlich anderen Befunden kam *Neher* (95) mit seinen, leider als Diplomarbeit unveröffentlicht gebliebenen Untersuchungen in der Krimmler Zone. Die penninisch-ostalpine Grenze legt *Neher* an die Basis der Krimmler Trias. Er beschreibt die Schichtserie vom Steinkarkopf bis zur Nesslingerwand als eine wirre Schuppenzone von rein penninischer Facies, die er unterteilen kann in Elemente die der Venedigerdecke, in solche die der Glocknerdecke und andere, die der Matreier Schuppenzone zuzuordnen sind. Diesen Komplex der Krimmler Schichten, immer zwischen Zentralgneis und Grauwackenzone eingeschaltet, konnte *Neher* das Pinzgau hinunter bis ins obere Sutzbachtal mit Sicherheit nachweisen. Ein sehr instruktives Profil *Neher's* aus der Bachrunse unter dem Rabenkopf zeigt, dass die tektonisch enorm strapazierte Zone konkordant zum Venedigernordrand streicht. Uebrigens befindet sich *Neher* mit der Feststellung, dass die Krimmler Schichten sich über Krimml hinaus nach Osten fortsetzen, in Gesellschaft von *Ohnesorge* (106), der seine Obere Schieferhülle auch noch im Walderwieser Walde konstatiert hat.

Ohnesorge wäre als bester Kenner der angrenzenden Grauwackenzone wohl am ehesten befugt, dieselbe nach Süden zu begrenzen. Leider besitzen wir von ihm nur recht dürftige Mitteilungen, die zur Abklärung dieses Punktes beitragen könnten.

Der Bericht über geologische Untersuchungen um Wald und Krimml mag uns am besten über die Ansichten dieses Forschers unterrichten. In der Südgrenze der Grauwackenzone, vom Brenner bis nach Radstadt, erblickt *Ohnesorge* eine Bewegungsfläche, auf welcher der Quarzphyllit der Schieferhülle aufgeschoben wurde. Den Nord-Süd-Bewegungssinn sollen die nach Süden gerichteten Schuppen und Schuppenfältelchen in der Schieferhülle belegen. Gegen die Interpretation der Grenze als Verwerfung im Sinne *Beckes*, *Löwls* und *Dieners* sprechen seine Erfahrungen aus den Kitzbühler Alpen, die lehren, dass Gangsulfide und Verwandte an Ueberschiebungen gebunden sind und nie an Verwerfern auftreten. Die Grenze ist eine Erzlinie. Da sich aber die Erze auf das Liegende und das nächste Hangende verteilen, ist sie auch nach *Ohnesorge* keine gewöhnliche Ueberschiebungslinie, sondern eine Anpressungszone. Im Schieferhüllestreifen zwischen Grauwackenzone und Zentralgneis sieht er eine Längsmulde, einen bei der Alpenbildung wenig gehobenen Gebirgstheil. Für den Tauernnordrand macht sich *Ohnesorge* seine eigene Stratigraphie. Er sagt: „Trotz starkem Gestörtsein ergibt sich in diesem Gebiet allein eine bestimmte nicht zweideutige Schichtfolge“. Vom Zillertal bis zur Kleinarl zeige sich bei einer Unzahl von Gliedern überall dieselbe Reihenfolge, die er als eine primär stratigraphische auffasst. Die Stratigraphie der Oberen Schieferhülle betrachtet er darum auf folgende Weise sichergestellt:

1. Gruppe mit grünlichen Quarzsericitschiefern, wahrscheinlich nachrhätisch (weil z. T. über Trias).
2. Kalke und Dolomite der Trias.
3. Dichte, milde lichtgrüne Tonschiefer, schwarze und schwärzliche Tonschiefer mit schwachen Kalkeinlagerungen (Kalktonschiefer) und mit Chloritoidschiefern, groben weissen Quarzsericitschiefern, Quarziten, Karbonatquarziten, Kalkglimmerschiefern, Arkosen, Tüpfelkalken.
4. Lichte und dunkle, oft gemischtfarbige, karbonathaltige, phyllitische Tonschiefer (Kalkphyllite) mit Diabasamphiboliten und Chloritschiefern und Einlagerungen von Kalken.
5. Den Hochstegenkalk, das Liegende der Oberen Schieferhülle hält *Ohnesorge* für Devon. Dieser Hochstegenkalk liege in der Verlängerung des fossilführenden Kalkes von Wenns bei Hollersbach. Der Zusammenhang mit dem von

Heritsch als Devon (?) bestimmten Kalk sei jedoch tektonisch unterbrochen.

Anmerkung zu Gruppe 4: Den Kalktonschiefer möchte *Ohnesorge* dem Karbon zuweisen und zwar darum, weil charakteristische Einlagerungen wie schwarze Chloritoidschiefer, teschenitähnliche Amphibolite und Muskowitblättchen-Arkosen mit solchen nördlich St. Michael bei Leoben übereinstimmen. Dass dieser Grauwackenkenner diese Gesteinstypen so weit herholen muss, die er mit Schichtgliedern der Schieferhülle vergleichen kann, mag wohl darauf hindeuten, dass tatsächlich eine fundamentale Grenze zwischen Schieferhülle und Grauwackenzone existiert.

Eine Reihe neuerer Detailaufnahmen betreffen den zentralen Teil der Hohen Tauern, die Glocknersenke *Staub*s.

Hottinger (72) hat in einer eingehenden Studie die Nordabdachung der Hohen Tauern zwischen der Sonnblick-Hocharngruppe und dem Salzachtal bearbeitet. Er stellt hier einen Schuppenkomplex fest, der gesamthaft die Glocknerdecke von *Staub* ausmacht. Sie lässt sich folgendermassen aufteilen: Ueber dem Sonnblickkern mit seinen Rückenschuppen folgt die Modereckdecke, darüber die Glocknerschuppen; Brennkogl-Spielmannschuppe, dann die Glockner-Wiesbachhornzone und die mächtige Matreier Schuppenzone, die als breite Schuppenregion aufgeteilt wird in die Grosszone Fusch-Rauris, die Plattenkogel-Anthaupten-Zone und eine höhere Schieferzone. In einzelne Linsenzüge sich auflösend, treten auch die Radstädter-Decken noch in das Gebiet ein.

Zum Vergleich mit dem mittleren Tauerngebiet eignet sich auch nach *Hottinger* in stratigraphischer und in tektonischer Hinsicht am besten das obere Penninikum Graubündens, d. h. die Tambo-Surettadecke und die Margnadecke.

H. P. Cornelius und *E. Clar* (30) haben die neue Glocknerkarte des Deutsch- und Oesterreichischen Alpenvereins geologisch aufgenommen. Sie sagen selbst, dass die meisten Befunde sich gut mit jener Auffassung in Einklang bringen lassen, die mit der Deckentheorie annimmt, dass ostalpine Deckenmassen die Tauern von Süden her überschoben haben. Ueber dem Zentralgneis des Granatspitzkernes folgen die zweigeteilten Riffdecken, die Seidlwinkeldecke, die Bernkogeldecke, die Obere Schieferhülle und dann der Nordrahmen.

Wie die Schweizergeologen reihen *Cornelius* und *Clar* die Kalke, Dolomite und Rauhacken in die Trias ein. Die Kalkglimmerschiefer werden nachtriadisch, weil sie Einschaltungen von Breccien mit Triaskalk- und Dolomitkomponenten enthalten. In mehrfachen Lagen repetiert übereinander sind die Kalkglimmerschiefer der Glocknerregion durch andere Gesteinskomplexe jeweils getrennt. Den Nordrahmen finden sie in Bezug auf Bau und petrographischen Inhalt sehr wohl mit der Ma-treier Schuppenzone im Süden übereinstimmend.

1935 gibt *Klebelsberg* (76) in seiner Geologie von Tirol von der Zentralzone der Alpen eine Darstellung, die von der Deckenlehre denkbar wenig beeinflusst ist. So gliedert er den Nordrand der Venedigermasse ganz im Sinne der alten Schule in Zentralgneis, Untere Schieferhülle, Obere Schieferhülle, Tarn-taler Zone und Grauwackenzone. Seine Auffassung über den Tauernnordrand scheint sich sehr stark auf die Aufnahmen von *Kölbl* in der Krimmler Gegend zu stützen. So meint *Klebelsberg*, dass der Zentralgneis jung sei und in Beziehung zu den periadriatischen Intrusionen stehe. Er weist auch darauf hin, dass die von Mayrhofen nach Krimml hinziehende Untere Schieferhülle sich ausspitze und am Zentralgneis abschneide, sodass in der Gegend von Krimml nur mehr ganz kleine Reste derselben sich vorfänden. Hier trete dann die Untere Schieferhülle schräg an den Zentralgneis heran. *Klebelsberg* hält dafür, dass keine tektonisch bedeutungsvolle Linie die Grauwackenzone von der Schieferhülle trenne. Die Trias der Nesslingerwand stellt er in die nördliche Grauwackenzone, da sie als antiklinales Element in der Pinzgauer Phyllitzone stecke und der Streichrichtung dieser Zone folge. Er glaubt, dass die Facies des Tarn-taler Mesozoikums nicht wesentlich von der der nördlichen Kalkalpen verschieden sei und möchte dasselbe aus diesem Grunde als zurückgebliebenes (autochthones) Mesozoikum der Grauwackenzone auffassen, während die Kalkalpen das von ihrer Unterlage abgescherte Mesozoikum darstellen. *Klebelsberg* lehnt die Deckentheorie ab, weil östlich des Veltlins keine Wurzelzone im westalpinen Sinne mehr vorhanden sei und wegen der geologischen Verhältnisse in der Gegend von Sterzing, wo sich die Kalkglimmerschiefer der Oberen Schieferhülle axial nach Westen heben sollen und damit ins Hangende der „Alten Gneise“ kämen. Die Untere und die Obere Schieferhülle tauchen in der

Brennerfurche nicht endgültig ab, meint *Klebelberg*. Im Gegenteil konstatiere man ein Hinaufgreifen des Ostens auf den Westen.

Es sei die alte Zonengliederung des Nordrandes der Tauern, wie sie neuerdings wieder von *Klebelberg* in seiner Geologie von Tirol angewendet wird, derjenigen gegenübergestellt, die der deckentheoretischen Auffassung entspricht und von *R. Staub* im „Bau der Alpen“ entwickelt worden ist.

<i>Klebelberg</i>	<i>Staub</i>
Zentralgneis	Venediger Decke
Untere Schieferhülle	
<hr/>	
Obere Schieferhülle	Glocknerdecke Matreier Zone
<hr/>	
Tarntaler Zone	Grisonide Decken
<hr/>	
Grauwackenzone	Tirolider Deckenkern

Es ist ersichtlich, dass die Grenze Untere Schieferhülle-Obere Schieferhülle mit jener zwischen Venediger- und Glocknerdecke übereinstimmt. Ebenso fällt die Grenze zwischen Tarn-taler- und Grauwackenzone mit derjenigen von Grisoniden und Tirolidem Deckenkern zusammen. Während die Anhänger der Deckentheorie Zentralgneis und untere Schieferhülle zu einer Einheit zusammenfassen, vermögen sie andererseits die Obere Schieferhülle zu unterteilen.

Nur um zu zeigen, wie auch heute noch die Ansichten über die Tauern auseinander gehen, sei auf *Kraus*: „Der alpine Bauplan“ (91) hingewiesen. *Kraus* stützt sich allerdings, wie uns scheint, auf unzulängliche Grundlagen, wenn er schreibt: „Sehen wir doch, dass von Norden her in breiter Front die Gesteine der nördlichen Grauwacken- und Quarzphyllitmassen in die Hüllgesteine der Tauern hereinstreichen. So haben wir hauptsächlich Paläozoikum in der Hülle.“ Ueberhaupt scheinen die Ideen dieses Geologen über die Tauern veraltet. Nach *Kraus* sind die Tauern und die Schieferhülle bodenständig (autochthon).

In den allerletzten Jahren hat sich *Hammer* (57—60) eingehend mit dem Nordrand des Zentralgneises in der Venediger-region befasst. Vom Pinzgau ausgehend hat *Hammer* seine pe-

trographischen Studien bis nach Mayrhofen, also in unser Aufnahmegebiet fortgesetzt. Seine Publikationen hierüber geben im grossen und ganzen eine gute Uebereinstimmung zu unsern Resultaten. In den folgenden Kapiteln wird sich aber auch Gelegenheit finden, auf gewisse Unterschiede in der Auffassung hinzuweisen.

Hammer hat erkannt, dass am Nordost-Ende des Venediger Zentralgneises der magmatische Verband an der Ostseite der Sulzbachunge erhalten geblieben ist, während die Grenze gegen die „Porphyrmaterialschiefer“ am Ausgang der beiden Sulzbachtäler wahrscheinlich tektonischen Charakter hat. Auch die „Porphyrmaterialschiefer“ in unserem Gebiet, vom Farmbichl und Torhelm, die in der Fortsetzung jener aplitischen Biotit-Porphyrroidgneise gelegen sind, zeigen nach *Hammer* keine Granitisation. Wie er zeigt, weist der Zentralgneis im Schönachtal eine tiefe Einbuchtung auf. Seine „untere Schieferhülle südlich der Hochstegenkalkzone“, die den Porphyrgranitgneis des Tux vom Venedigerkern abtrennt, zieht sich von da weg gegen den Zillergrund hinüber. Diese Quarzit-Phyllitserie ist, wie *Hammer* beschreibt, im primären Intrusivverband mit dem Zentralgneis. Auch der Porphyrgranitgneis zeige Injektionserscheinungen, so z. B. im Schwarzachtal: „Im ganzen bietet die Gesteinsfolge das Bild einer innigen Durchdringung von Schiefern durch granitisches Magma“.

Den Hochstegenkalk, *Hammer* erkennt deren zwei Züge zwischen Mayrhofen und Krimml, vermag er lithologisch zuzuteilen. Der Wenns-Veitlehnerkalk soll eine andere tektonische Position als der Hochstegenkalk haben, da er am Aussenrand der Schieferhülle im Grenzbereich gegen die Quarzphyllite liege.

Hammer beschreibt auch eingehend die tektonischen Verhältnisse am Rande des Zentralgneises in dieser Region. Er beschreibt unter anderem das Ostfallen von Faltenaxen im Schönachtal und daselbst auch das Herausheben des Hanger- und Ankenspitz-Zentralgneises gegen Westen.

Endlich hat *R. Staub* (154—159) von neuen Beziehungen zwischen Wallis und Bünden ausgehend, nochmals den Bau der Hohen Tauern einer tektonischen Analyse unterzogen und ist dabei zu neuen Vergleichen mit den Westalpen gelangt.

In den östlichen Hohen Tauern befindet sich nach ihm die grosse tektonische Trennung nicht über Hochalm-Ankogel, son-

dern zwischen den Schistes lustrés des Glockners und der Matreier Zone. Die Glocknerdecke sensu novo umfasst nach *Staub*: Die Gneiskuppeln Ankogl-Hochalm und Sonnblick, welche durch die Mallnitzer Mulde getrennt werden, die Schuppen der Rotewand und die Schistes lustrés des Glockners. Darüber lagert sich die Decke des Hochtors und die Zone von Matrei. Ein ebenso vereinfachtes Bild ergibt sich nach *Staub* auch für den westlichen Teil der Hohen Tauern. Die Riffeldecken von *Cornelius* entsprechen den Schuppen der Rotewand an der unmittelbaren Basis der Glockner-Schistes lustrés. Diese Riffeldecken setzen sich in ihren Wurzelfartien am Südabhang der Gneiskuppeln des Granatspitzkernes und des Gross-Venedigers in die parakristalline Zone des Pizzo dei Tre Signori fort. Die westliche Fortsetzung der Sonnblick-Gneiskuppel tritt im Granatspitzkern, in der Venediger-Zunge und im Zillertaler Kern wieder ans Tageslicht.

Die Mallnitzer Mulde, die sich in der axialen Depression Hochtorn-Schwarzkopf erweitert, verengt sich wieder gegen das Kapruner- und Stubachtal. Sie geht durch die Region des Pihapper und die enge Synklinale der Legscharte ins Habachtal. Dank der Venediger-Kulmination sticht sie dort aus, um erst in der Mulde Zemmgrund-Pfitschtal wieder einzusetzen. Es ergibt sich aus der Lagebeziehung zu dieser Mulde, dass sich entsprechen: einerseits Zillertaler Kern, Grossvenediger, Granatspitz und Sonnblick und andererseits Tuxer Kern, Sulzbach- und Habachzunge, Ankogl und Hochalm. In der grossen Glocknerdecke sensu novo stellen Zillertaler Kern, Venediger und Granatspitz die inneren Gneiskerne dar und die jenseits der Mallnitz-Habach-Pfitschtal-Mulde gelegenen solche, die in einer mehr äusseren Zone dieser Decke auftreten. Sie bilden dort die Massive Tuxer Kern, Sulzbach- und Habachzunge und Ankogl-Hochalm-Kern. Die alte Venedigerdecke wird zu einem Teil der Glocknerdecke neuer Prägung und entspricht nicht nur der Kuppel des Hochalm, sondern auch jener des Sonnblick.

Die Matreier Zone und die Hochtorndecke erscheinen *Staub* als die Vertreter des Hochpenninikums vom Typ der Margna. Hierzu müssen noch gerechnet werden die Schuppen von Stanziwurtten bei Döllach, von Speiereck in den Radstädter Tauern, der Weissespitze ob Sterzing und vielleicht auch noch die Schöberspitze im Schmirntal.

Die Glocknerdecke s. n. dagegen entspricht der Mischabeldecke *Staub's*. Diese Decke wird durch die Mulde von Saas-Grivola-Viso in zwei Zonen von Antiklinalkuppeln unterteilt. Die Mallnitz-Habach-Pfitsch-Mulde dürfte nach *Staub* die analoge Bildung darstellen. Die fast über die ganze Länge der Westalpen bekannte Rückfalte von Zermatt hat *Staub* erst kürzlich im Bergell aufgefunden. Sie wäre am inneren Rand des Tuxer Kernes und des Ankogel-Hochalm zu suchen. Sowohl in den Tauern als auch in Graubünden und in den Westalpen finden sich ganz allgemein am Innenrand der grossen Gneiskuppeln analoge Schuppen aus Paraschiefern, die jeweils die grossen Schistes lustrés-Massen unterlagern. Es ist das System Riff-Pizzo dei Tre Signori - Greiner - Cima di Vazzeda und der Schuppenzug am Innenrand der Monte Rosa - Gran Paradiso - Dora Maira-Kuppeln, der bis gegen Turin in der Umgebung von Susa erkennbar ist.

Staub (160) findet neuerdings auch neue Beziehungen zwischen den bündnerischen Austriden und der Umrahmung der Hohen Tauern. Die tektonischen Verhältnisse am Tauern Südrand sind nun folgendermassen aufzufassen: Das altkristalline Gebirge südlich der Matreierzone wird nach *Staub* durch den Stalleralmzug zweigeteilt in eine nördliche, grisonide Wurzel, der Tonalezone vergleichbar, und eine südliche, tirolide Wurzel, welche durch die interne Oetzmulde von Kalkstein noch zweigeteilt wird.

Daraus ergibt sich nun mit *Staub*, dass die grisoniden Elemente am Tauernnordrand sich mit grösster Wahrscheinlichkeit in die westliche Fortsetzung der mittelostalpinen Zone Bündens einordnen. *Staub* führt aus: „Zwischen diesem tirolischen Mittelostalpin und dem obersten Tauern-Penninikum fehlen bis hinüber in die Radstädter Tauern sichere Anzeichen tiefgrisonider, d. h. unterostalpinier Elemente, sodass wir am ehesten anzunehmen haben, dieser nordgrisonide Raum Bündens keile gegen Osten mehr und mehr aus. Das Mittelostalpin würde so in erster Linie die östlichen Grisoniden zusammensetzen, es würde sich infolge eines allmählichen östlichen Ausspitzens des unterostalpinen Raumes zwischen Engadin und Brenner direkt oder beinahe direkt an das innerste Penninikum anschliessen. Der Stirnkopf des Mittelostalpin würde so die Vortiefe des südlichen Penninikums direkt überfahren.“ *Staub* macht darauf aufmerk-

sam, dass die Facies im Matreierzug vielfach eine „unterostalpinere“ als im Normalpenninikum der Hohen Tauern ist, daraus erklärlich, weil eben ein allmählicher Faciesübergang zwischen dem südpenninischen und mittelostalpinen Raum in diesem Sektor besteht (Fehlen einer unterostalpinen Schwelle).

Dal Piaz (33—36) will demgegenüber über dem Penninikum der Tauern nur mehr das oberostalpine Faciesgebiet vertreten sehen. Am Südrand der Hohen Tauern im Ahrntal möchte er darum nur tirolide Elemente erkennen, die Decke des Corno Alto, die Decke der Croda Rossa und die Decke des Monte Nevoso. Am Brenner soll nach *Dal Piaz* nur die Oetztaldecke existieren, mit einer basalen und einer Rückenschuppe.

Den geschichtlichen Gang der geologischen Forschung in den Hohen Tauern überblickend, können wir zwei wichtige Epochen unterscheiden. Die erste Periode von der Mitte des vorigen Jahrhunderts bis zum internationalen Geologenkongress 1903 in Wien fusste auf der Anschauung, dass die Ostalpen autochthon seien. Die Zentralgneiskerne erschienen den meisten Forschern als aktive Hebungscentren der Alpen, die Schieferhülle als kontaktmetamorphe, normale Schichtserie des Intrusivdaches. Doch sind auch schon früh *Pichler* und *Studer* zur Ansicht gelangt, dass der Zentralgneis eine passive Rolle bei der alpinen Orogenese gespielt habe und derselben metamorphosierenden Kraft unterworfen gewesen sei wie die Schieferhülle.

Die zweite Periode in der Tauerngeologie beginnt mit der Uebertragung der *Schardt-Lugeon'schen* Deckentheorie auf die Ostalpen. Durch die Entdeckung des Tauernfensters sind interessante Vergleiche mit den Westalpen gegeben. Es eröffnen sich somit auf einen Schlag ganz neue Gesichtspunkte für das Studium von Stratigraphie und Tektonik. Nach *Termiers* erster Synthese sind weitere zusammenfassende Studien von *Kossmat*, *Kober* und *Staub* von grosser Wichtigkeit.

Neue Detailaufnahmen wurden, angeregt durch die Thesen *Termiers* und *Staubs*, vorerst in den östlichen Tauern an die Hand genommen. Es folgten solche am Westende, auch am Südrand und Nordrand und in den zentralen Hohen Tauern. Heute sind wir mitten in einer intensiven Detailbearbeitung des Tauerngebietes drin, die an den verschiedensten Orten eingesetzt hat.

Eine solche Detailaufnahme habe ich mir für den Nordrand der Venedigermasse von Mayrhofen bis Krimml zum Ziele

gesetzt. Aus der Literatur geht hervor, dass zu verschiedenen Malen Profile durch Mayrhofen und durch Krimml bearbeitet worden sind und grosses Interesse erweckten. Wir verdanken wertvolle Beobachtungen über Gesteinstypen und Lagerungsverhältnisse der „Mayrhofer Schichten“ *Becke, Termier und Sander*, solche über die „Krimmler Schichten“ *Peters, Löwl, Diener und Kölbl*. In dem zwischen Mayrhofen und Krimml gelegenen Gebiet haben *Ohnesorge* und *Hammer* Begehungen durchgeführt. Es fehlt aber bis heute eine von modernen Gesichtspunkten geleitete Detailkartierung dieses Gebietes. Unsere Arbeit soll diese Lücke ausfüllen. Es soll eine möglichst eingehende stratigraphisch-petrographische und tektonische Analyse dieses beschränkten Gebietes durchgeführt werden. Dabei stellen sich eine ganze Reihe von Problemen, die regional von allergrösstem Interesse sind. Es sei hier nur auf die heiss umstrittene Frage nach der Grenze der Tauern-Gesteinsserien gegen die nördliche Grauwackenzone hingewiesen.

Unsere Arbeit will dazu beitragen, durch sorgfältige Aufnahmearbeit in einem beschränkten Gebiet unsere Kenntnisse von der Geologie der Tauern zu vermehren. Als ein Versuch in dieser Richtung soll sie aufgefasst werden.

I. Das Baumaterial des Nordrandes der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml.

A. Allgemeine Bemerkungen zur Stratigraphie der Hohen Tauern und generelle tektonische Gliederung des Gebietes.

Die sichere Grundlage für die stratigraphische Gliederung von Sedimenten ist einzig die Paläontologie. Weil nun in den Tauern die Fossilfunde bis zum heutigen Tag so selten geblieben sind, so variieren auch jetzt noch die Auffassungen über die stratigraphische Gliederung der Gesteinsserien. Infolge des Fossilmangels sind der Spekulation die Tore weit geöffnet, die denn auch zu den verschiedensten Postulaten geführt hat. Es sei beispielsweise auf den Hochstegenkalk hingewiesen, über dessen Alterstellung die Meinungen extrem weit auseinandergehen. Die Horizontierung schwankt vom Praekambrium bis zum oberen Jura. *Schwinner*: Jotnisch; *Stache*: Silur; *Rothpletz*: Paläozoikum, eventuell inklusive Karbon; *Termier*: Trias; *Steinmann*: Tithon). Die Fossilarmut der Tauerngesteinsserien braucht aber nun keineswegs primär zu sein. Vielmehr kann die Dislokations- und Regionalmetamorphose die Fossilien zerstört haben. Der Grad der Metamorphose ist in unserem Gebiet z. B. durchgehend, vom Zentralgneis bis hinüber zur Grauwackenzone recht beträchtlich, sodass die Kalke ohne Ausnahme in Marmore, die tonigen Kalke in Glimmermarmore umgewandelt worden sind. Auch in scheinbar schwachmetamorphen Partien des Hochstegenkalkes führte, wie Dünnschliffuntersuchungen zeigen, die Marmorisierung zu minimalen Calcitkorngrößen von 0,01—0,02 mm und mittleren Korngrößen von 5 und 10-fachem Durchmesser.

Was bleiben uns für weitere Methoden zur Aufstellung einer befriedigenden Stratigraphie? Wir können uns nur mit lithologischen Vergleichsstudien behelfen. Unsere Gesteinsserien sind zu vergleichen mit ähnlichen Sedimentserien, deren Alter durch Fossilien belegt ist. Welche Gebiete kommen aber zum Vergleich mit den Tauern in Frage? Es haben sich zwei verschiedene Gruppen gebildet, die zu ganz verschiedenen Ansichten gekommen sind. Hie das Lager der Deckentheoretiker, hie das Lager der Verfechter der Autochthonie! Unseres Erachtens dürfen zum Vergleich nur Gebiete herangezogen werden, die sich auch in der tektonischen Position entsprechen. Wie schon oft gezeigt worden ist, eignet sich zu stratigraphischen Vergleichen mit dem Gebiet der Tauern am besten das penninische Gebiet Bündens und der Westalpen. Dabei ist aber wichtig, dass möglichst vollständige stratigraphische Profile miteinander verglichen werden. Man darf natürlich nicht einen willkürlich aus dem Schichtverband herausgegriffenen Gesteinstyp mit einem petrographisch übereinstimmenden Gestein vergleichen, dessen Stellung im sedimentären Verband eine ganz andere ist. Lithologische Gesteinsreihen sollen untersucht und mit Serien verglichen werden, deren Alter festgelegt ist.

Es scheint uns, dass es an der Arbeitsmethode liegt, wenn *Sander* und andere Forscher zur Ueberzeugung gekommen sind, dass in den Tauern penninische und ostalpine Faciesgebiete nicht zu trennen seien. Eine gewisse Schwierigkeit, auf die *Staub* aufmerksam gemacht hat (siehe p. 27), liegt ja darin, dass wir uns hier eben im Uebergangsgebiet vom penninischen zum ostalpinen Bereich befinden. *Sander* meint, es wären penninische und ostalpine Elemente miteinander vermischt. Es werden unseres Erachtens die primären Verbandsverhältnisse seiner petrographischen Typen zu wenig beachtet. Petrographisch gleiche Gesteine können sich dank verschiedenen Schichtverbandes unterscheiden lassen. Der Vergleich von einzelnen Handstücken kann zu Trugschlüssen führen, denn rein petrographische Uebereinstimmung braucht noch gar nichts zu bedeuten. Lassen jedoch Profile von grösseren Schichtpaketen eine entsprechende lithologische Gliederung zu, so ist das weit mehr wert als die rein petrographische Uebereinstimmung einiger isoliert herausgegriffener Handstücke.

In einem tektonisch so stark komplizierten Gebiete, wie es die Schieferhülle darstellt, ist es allerdings recht schwierig, normale stratigraphische Schichtserien zu erkennen. Es sind stratigraphische Schichtgrenzen und tektonische Kontaktflächen nicht immer leicht voneinander zu unterscheiden. In wirren Schuppenzonen können die Gesteine aus ihren primären Verbandsverhältnissen herausgerissen und regellos mit einander vermischt sein. Der Vergleich mit tektonisch weniger komplizierten Gebieten kann unter Umständen aber auch hier zur Lösung der Stratigraphie führen.

Damit im Folgenden die stratigraphisch-petrographische Beschreibung der einzelnen tektonischen Einheiten für sich behandelt werden kann, müssen wir, dem tektonischen Kapitel vorgreifend, eine erste generelle Gliederung des Gebietes geben. Wie die Betrachtung der geologischen Karte (Tafel I) und die tektonische Kartenskizze (Tafel II) zeigt, glaube ich, von Süden gegen Norden vorgehend, folgende Zonengliederung durchführen zu können:

1. Venedigerzone
2. Schuppenkomplex über der Venedigereinheit
 - a) Schistes lustrés-Zone
 - b) Matreier Zone
 - c) Krimmler Trias
3. Grauwackenzone.

Unsere Aufnahmen beschränken sich; was die Venedigerzone betrifft, auf den Nordrand des Venedigerkernes von Mayrhofen bis nach Krimml. Sie behandeln bloß den nördlichsten Streifen des Zentralgneises mit seiner Hochstegenkalkbedeckung, dazu die Abspaltungen dieses Komplexes, die sich der Venediger Hauptmasse in den Gerlostälern vorlagern. Zwei Zentralgneis-digitationen lösen sich im Schönachtal von der nach Norden vorgreifenden Hauptmasse ab und ziehen ins Tux hinüber. Eine dritte Abspaltung ist der Venediger Hauptmasse zwischen Schönachtal und Krimml vorgelagert. Diese Einheit umfaßt Zentralgneis und Untere Schieferhülle der alten Schule. Sowohl der Hochstegenkalk als auch das Kristallin sind in ihrer Ausbildung so typisch für die Venedigerzone und im lithologischen Charakter so stark von der darüber folgenden Schuppenzone verschieden, daß eine Beschreibung dieser Gesteinsserie für sich nötig ist.

Der über der Venedigerzone gelegene Schuppenkomplex ist in seiner faciiellen Entwicklung von jener abweichend. Er zieht als Streifen von sehr variabler Breite durch unser Gebiet. Ebenso veränderlich wie die Mächtigkeit ist die Zusammensetzung seines Querprofils. Sie ist bedingt durch das Auskeilen und Wiedereinsetzen von einzelnen Schichten und ganzen Schichtserien. Es lassen sich mehrere Züge prätriadischer Gesteinskomplexe verfolgen, ebenso auch etliche triadische Gesteinsgruppen und es beteiligen sich endlich auch nachtriadische Gesteinsserien am Aufbau dieser Zone.

An der Nordgrenze unseres Gebietes befindet sich eine ganz eigenartige Gesteinszone, die Grauwackenzone. Die Pinzgauer Phyllite, die in unserem Sektor deren Basis und Südgrenze bilden, werden von allen Geologen als „sehr“ alt eingeschätzt. *Ohnesorge* hält sie für kambrisch oder sogar präkambrisch.

B. Zur Stratigraphie der Venedigerzone.

1. Die kristallinen Gesteine.

a) Der Venedigerkern.

Der Venedigerkern ist eines jener Gebiete, die in der Literatur als Zentralgneismassen bekannt sind. Eine namhafte Fülle von Arbeiten ist schon diesen kristallinen Komplexen in der Zentralzone der Ostalpen gewidmet worden. Das heutige *Zentralgneisproblem* lässt sich nun auf folgende zwei Grundfragen zurückführen:

1. Alter des Zentralgneises?
2. Tektonische Stellung desselben?

Beim Ueberblicken der Literatur erkennen wir zwei grundsätzlich verschiedene Thesen, sowohl in Bezug auf das Alter als auch in Bezug auf die tektonische Stellung.

Vorerst war im Sinne von *Studer* und *v. Buch* die Meinung vorherrschend, dass in der Zentralzone der Alpen ein granitisches Magma intrudiert sei, das die Hebung und Faltung der ganzen Kette verursacht habe. Auch *Becke* und *Weinschenk* treten für ein junges Alter des Zentralgneises ein. Ihre Ansichten über die Metamorphose, insbesondere die Kontaktmetamorphose der Schieferhülle, gehen jedoch auseinander.

Studer, Suess, Posepny wie auch *Pichler* (112) beobachteten Antiklinalen im Zentralgneis und erblickten darin einen Beweis für die passive Natur desselben bei der Orogenese.

Aus theoretischen Erwägungen kommt *Kossmat* (89) auf ein junges, tertiäres Alter des Zentralgneises. Jeder grosse Faltingszyklus trete mit einer zugeordneten magmatischen Entwicklungsreihe auf. Die Intrusion erfolgte während der eigentlichen Faltung.

Staub (147) erkennt in Bündeln gesetzmässige Beziehungen zwischen Metamorphosenzyklen und Zyklen magmatischer Eruptionen. Die Zentralgneise koordinieren sich nach *Staub* am ehesten zum hercynischen Zyklus, die jungen Massive vom Bergeller Typus indessen zum alpinen Zyklus.

Kober (81) hält ebenfalls für wahrscheinlich, dass die Intrusion in karboner Zeit erfolgte. Er sieht im Zentralgneis vorpaläozoische Sedimentgneise und Orthogneise.

Sander (117) hat darauf hingewiesen, dass es sich beim Zentralgneis um einen geologischen und nicht etwa um einen petrographisch-faciellen Begriff handelt. Die grosse Zahl von petrographischen Typen, die er am Tauernwestende feststellen kann, werden in zwei Gruppen geteilt:

a) Granitgneise.

b) Lagengneise, reger Wechsel von Aplitgneisen, Porphyrgneisen, Flasergneisen, Granitgneisen, Geröll- und Arkosegneisen, Biolithschiefern und Garbengneisen.

Die „Tauernkristallisation“ und die Intrusion des Zentralgneises stellt *Sander* in die vorgosauische Gebirgsbildung.

Dünner (40) ist es am Tauernwestende gelungen, dank der Unterscheidung von Ortho- und Paraserien, innerhalb der Zentralgneiskuppel selbst Unterschiebungen nachzuweisen und zu zeigen, dass der Riesenlagenbau mit Süd-Nord Dislokationen zu erklären ist, die aber keine mesozoischen Schichten mehr ergriffen haben.

Gewiss ist das Auffinden von primären Eruptivkontakten an stratigraphisch fixierbaren Horizonten für die Altersfrage von ausschlaggebender Bedeutung. *Angel* und *Heritsch* (8) stellen sich jedoch in Gegensatz zu *Steinmann* (162), *Sander* u. a., wenn sie, ohne neues Beobachtungsmaterial zu liefern, auf die alten Thesen von *Becke* zurückgreifend, annehmen, dass die Metamorphose der gesamten Schieferhülle durch die Intrusion

des Zentralgneises verursacht worden sei. Da die Schieferhülle noch sicheren Lias enthalte, kommen sie somit auf ein nach-liasisches Alter des Zentralgneises.

Christa (25) tritt für ein kretazisches oder sogar miocänes Alter des Zentralgneises ein. Wer je Bergell gesehen hat!

Kölbl (86) stellt sich vor, dass die Intrusion gleichzeitig mit der alpinen Gebirgsbildung erfolgte. In den gefüllten Feldspäten sieht *Kölbl* mit *Christa* den Effekt einer Ueberlagerung von Orogenese und Intrusion.

Bianchi (16) kann durch seine Untersuchungen die genetische Einheit und die metamorphe Umwandlung des Zillertalerkernes und des südlichen Teiles des Venedigerkernes aufzeigen. In der Region des oberen Zemmgrundes werden primäre Intrusionskontakte gefunden, wo sich zwischen Orthogneisbänke injizierte Schiefer, zonare Gneise und verschiedene durchaderte Formationen einschalten. Es handelt sich jedoch nach *Bianchi* in den Zillertaler Alpen um polymetamorphe Kontaktbildungen im Unterschied zu den analogen Kontaktbildungen am tertiären Tonalit des Rieserferners.

Die Intrusion des Zentralgneises ordnet sich auch nach *Dal Piaz* (32) in den hercynischen magmatischen Zyklus ein.

Intrusivverband des Zentralgneises mit seinen Hüllgesteinen hat *Kölbl* (86) vom Nordost-Ende des Venedigerkernes, z. B. von der Wildalm beschrieben.

Hammer (58) hat den magmatischen Verband am Ostende der Sulzbachzunge bestätigt und solchen auch aus dem Gerlosgebiet zwischen seiner „Unteren Schieferhülle südlich der Hochstegenkalkzone“ und dem Zentralgneis beschrieben. Da er sich einer stratigraphischen Einordnung dieser unteren Schieferhülle enthält, so macht er keine direkten Aussagen über das Alter des Zentralgneises.

Den Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales hat *Hammer* (60) neuestens eingehend studiert. Seine wertvollen Ergebnisse sind die Frucht einer genauesten Feldarbeit. Wir können hier nur in voller Uebereinstimmung mit ihm die Zentralgneistypen beschreiben, die den äussersten Nordrand des Venedigerkernes in unserem Gebiete bilden. Da von uns keine Intrusivverbände am Zentralgneisrand gefunden wurden — derselbe erwies sich in unserem Gebiet als tektonische Grenze — und da unsere Begehungen nicht ins Innere des Kernes führten,

wo eine Lösung der tektonischen Position des Zentralgneises eventuell zu finden ist, so kann kein wesentlicher Beitrag zur Lösung des Zentralgneisproblems geliefert werden.

Wir beschreiben hier vorerst das Orthokristallin des Zentralgneis-Nordrandes von Mayrhofen bis ins Schönachtal. Die kristallinen Gesteine des Venedigers weiter östlich werden dann mit der Kirchspitzschuppe und der Hanger-Torhelmschuppe behandelt werden, da sie sich seitlich in dieselben fortsetzen.

Den grauen bis bräunlichen porphyrischen Granitgneis des Tuxer Gneisastes hat schon *Becke* (13) beschrieben. Wir verfolgen ihn, von seiner Hochstegenkalkbedeckung nur durch eine schmale Paraschieferlage getrennt, von Mayrhofen bis ins Wimmertal hinein. Die Gneise zeigen helle Feldspatleisten und im Handstück oft kaum eine Schieferung. Diese tritt jedoch im Dünnschliff deutlich hervor, indem Biotit und Sericitschüppchen eine flaserige Textur anzeigen. Die grossen Perthite und Mikrokline werden albitisiert. Polysynthetisch verzwilligter Albit-Oligoklas kommt auch in der Zwischenmasse neben Quarz vor. Recht viel kleine Epidotkörnchen verteilen sich wie der Sericit über den ganzen Schliff. Nebengemengteile sind auch Apatit und Chlorit, etwa auch Orthit mit einem Epidotrand. Man entdeckt auch kleinste Granatkörnchen. In Klüften durchsetzt auch Calcit das Gestein. Gegen Süden stösst dieser Porphyrgranitgneis nach *Hammer* bald an die Quarzit-Phyllitserie, welche diesen Gneiskern von den zentralen Partien des Venediger Orthogneises abtrennt.

Am Ostende dieses Porphyrgranit-Gneiszuges tritt ein Biotitgneis auf, *Hammers* Biotitgneis von der Popbergalm. Schon auf beiden Flanken des Wimmertales ist nämlich in der Koglerinne und im Grossen Sunntager von dem eher bräunlichen Porphyrgranitgneis ein entschieden grün gefärbter Gneis abzutrennen. Die mattgrüne Farbe rührt von schmutzig dunkelgrünem Biotit her, im Unterschied zu dem rehbraunen Biotit, der sonst für die Orthogneise dieser Region typisch ist. Dieser Granitgneis ist feinschieferig und von feinem Korn. Gegen Osten hin keilt er schon auf der Popbergalm aus.

Wir gehen nunmehr dazu über, die Paraserie im Liegenden des Hochstegenkalkes und im Hangenden des Venedigergneises zwischen Mayrhofen und dem Wimmertal zu behan-

deln. Sie ist ausgezeichnet durch ihre schwächliche Entwicklung (1,5—20 m) und durch eine wechselnde Ausbildung. Eine Grasnarbe verdeckt meistens den Kontakt von Zentralgneis und Hochstegenkalk, der an den Hängen als Terrasse und in der Gratlinie als Kerbe morphologisch in Erscheinung tritt. Wir fanden die Paraserie aufgeschlossen am Hochsteg, an der Strasse südlich Hochstegen (Fig. 1 f), über Mayrhofen in der Bärlahnerklamm, auf der Oberen Schwarzachalm, in der Seihenscharte und in der Koglerinne. Die Verhältnisse werden durch die Detailprofile (Fig. 1, Seite 38) dargestellt.

Die vollständigste Entwicklung und grösste Mächtigkeit ersehen wir ob der Oberen Schwarzach-alm (Fig. 1 d) und in der Seihen-Scharte (Fig. 1 c). Ueber dem porphyrischen Granitgneis sehen wir dort einen grünlichen Muskowitschiefer mit Quarzaugen. Muskowit, vermischt mit Chloritschüppchen umwindet in Schwaden grobe Quarzkörner von 1—2 mm Durchmesser. Diese sind gequetscht und zeigen oft sehr schöne Mörtelkränze. Nebengemengteile: Chlorit, Pyrit und Epidot. Ueber scharfer Grenze folgt dann eine graphitische Serie. Hellere graue Quarzitbänke wechseln mit dunkeln ab. Allmähliche Uebergänge führen zu graphitischen Phylliten. Im Dünnschliffbild des Graphitquarzites ist oft Rekristallisation erkennbar, indem die Graphitsubstanz verdrängt worden ist. Sericit in winzigen Schüppchen ist Nebengemengteil. Während auf der Schwarzach-alm von unten nach oben auf die Graphitquarzite graphitische Phyllite folgen, wechsellagern dieselben in der Seihen Scharte mehrmals miteinander. Ueber dem graphitischen Horizont folgt, wieder an scharfer Grenze, Schubfläche, die Basis des Hochstegenkalkes in seiner typischen, sandig-sericitischen Ausbildung.

In der Bärlahnerklamm (Fig. 1 e) lässt sich kein graphitisches Niveau feststellen, sondern als trennende Schicht zwischen Hochstegenkalk und Zentralgneis tritt nur ein grau-grünlicher, flaseriger Sericitquarzschiefer auf. Auch den Schieferflächen tritt die sandige Natur durch feine Buckel in Erscheinung.

Ein graphitischer Horizont fehlt auch in der Koglerinne (Fig. 1 b). Dagegen finden wir hier, wie auch am Hochsteg, einen Chloritoidschiefer. Aus hellen, blätterigen

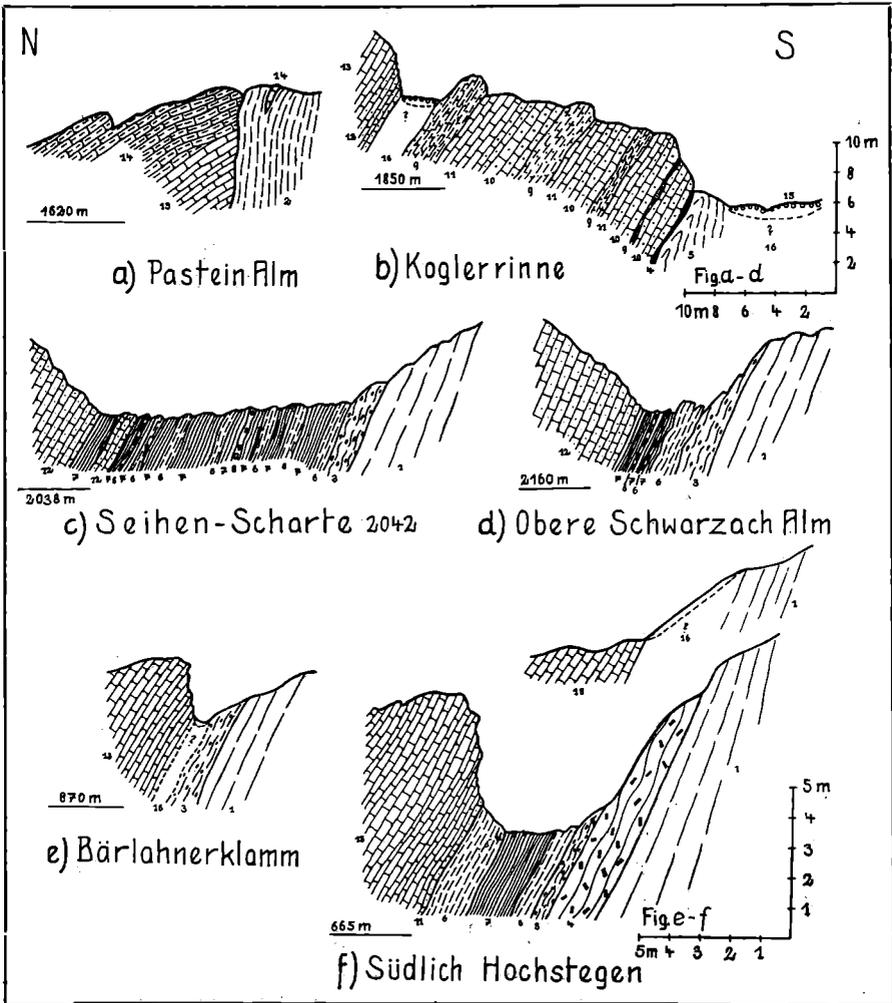


Fig. 1. Profile durch die Basis des Hochstegenkalkes der „Hochstegenlage“.

- | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|
| 1 = Porphyrtiger Granitgneis | 5 = Sericitquarzit |
| 2 = Arkosegnis - Glimmerschiefer | 6 = Massige Quarzite, graphitisch |
| 3 = Maskowitschiefer | 7 = Graphitische Phyllite |
| 4 = Chloritoidschiefer | 8 = Erzlage (Brauneisenstein) |
| 9 = Glimmerquarzite, grobkörnig | |
| 10 = Kalkig-glimmerige Sandsteine | |
| 11 = Kalkschiefer, schwach sandig-glimmerig | } fahl, braunrötlich anwitternd |
| 12 = Quarzreiche Kalkschiefer mit Glimmerfetzen | |
| 13 = Kalk der Hauptmasse, ohne Glimmer und Quarz, blaugrau | |
| 14 = Kalkschiefer oberes Grenzniveau, gelbbraunlich mit rötlichem Einschlag, intensiver gefärbt als Basis | |
| 15 = Schutt | |
| 16 = nicht abgeschlossen. | |

Sericitschiefern hervorgehend, fällt er im Felde durch grosse Rostflatschen auf. Er zeigt von blossem Auge erkennbare, metallisch glänzende Chloritoidblättchen. Dieses Gestein, das sich an die Basis der Paraserie hält, hat *Becke* (13) schon erwähnt und auch *Staub* (151) schon aus dem Hochalm namhaft gemacht und mit Bergeller Gesteinen verglichen '(Tambodecke). Die Dünnschliffuntersuchung lässt erkennen, dass in der feinkörnigen Grundmasse (einige hundertstel mm) von Quarz und Sericit. Porphyroblasten von Chloritoid (ca. 0,5 mm), die poikiloblastisch struiert sind, denn sie umfliessen feine Quarzkörner, und auch Erz verstreut liegen. Die Porphyroblasten sind oft quer gestellt. In der Zwischenmasse findet sich ausser Quarz und Sericit auch Chlorit in feinsten Schüppchen und sehr viel Erz, Pyrit und Magnetit, Chlorit tritt auch als randliche Umwandlung des Chloritoides auf.

An einer Stelle nur, in der Seihen Scharte, ist inmitten der Graphitquarzite Erz als Zwischenlage von 40 cm Dicke zu finden. Ueber die Genese dieses rostbraunen, stark porösen löcherigen Brauneiseneisens lässt sich nichts mit Sicherheit aussagen.

Diese Sedimentserie mit Muskowitschiefern, Chloritoid-schiefern, Graphitquarziten und graphitischen Phylliten im Liegenden des Hochstegenkalkes zeigt, verglichen mit der Paraschieferhülle des Venedigergneises am Tauernwestende, speziell an der Saxalmwand (*Dünner* [40] und *Bleser* [19]) in analoger Position eine sehr schwächliche Entwicklung und eine Armut an petrographischen Typen. Unsere Serie ist wohl identisch mit *Dünners* „permokarboner“ Schichtserie, aus der er Phyllite, Graphitphyllite, massige Quarzite und Graphitquarzite anführt. Es fehlt uns aber in der entsprechenden Lage seine tiefere Schichtserie, d. h. seine altkristalline Paraserie mit den Amphiboliten, Hornblendegarbenschiefern, Quarzporphyren, Phylliten etc.

Weil unsere Paraserie in erster Linie nur graphitische Glieder enthält, die sich am ehesten mit der „Zona grafitica“ der Westalpen vergleichen lassen, und weil sie sich stets an der Basis der Hochstegentrias befindet, so möchten wir sie mit ziemlicher Bestimmtheit ins obere Paläozoikum versetzen und als *P e r m o k a r b o n* bezeichnen. Es ist zu bemerken, dass ausgesprochene Schubflächen diese Serie begrenzen und auch

durchsetzen, sodass wir keine normalen stratigraphischen Kontakte vor uns haben. Auffällig ist das Fehlen grösserer Massen permokarboner klastischer Sedimente über den graphitischen Gesteinen unserer Paraserie. Sie mögen wohl hier primär fehlen, sie setzen dann aber auf der Südseite des Wechsels ein. In analoger Lage finden wir sie dann auch in den höheren Venedigerschuppen unseres Gebietes.

Das Alter des Zentralgneises wollen wir vorläufig, als am wahrscheinlichsten, karbonisch annehmen.

b) Das Kristallin der Kirchspitzschuppe.

Die Venedigerzunge, die sich im Schöuaachtal von der Hauptmasse ablöst und dem Nordrand des Venedigerkernes nach Westen hin folgend, sich ins Tux hineinzieht und die ihre grösste Mächtigkeit nahe der Ablösestelle an der Kirchspitze erreicht, soll nach diesem Gipfel als Kirchspitzschuppe benannt werden. Diese Kirchspitzschuppe setzt sich zusammen aus Kristallin und Hochstegenkalk, der südlich des Hanger axial aus der Venedigermasse emportaucht.

Ein wesentliches Charakteristikum des Kristallins der Kirchspitzschuppe ist die petrographische Einförmigkeit. Handstücke von den verschiedensten Profilen dieses Gesteinszuges lassen sich nicht unterscheiden. Auch das mikroskopische Bild zeigt keine nennenswerten Differenzierungen. Bei der Felduntersuchung liess sich einzig und allein an der Kirchspitze eine Unterteilung des Profiles durchführen. Durch Uebergänge verbunden, lassen sich dort drei Lagen ausscheiden, nämlich eine Basislage grünen Glimmerschiefers mit rostigen Punkten, eine mittlere Lage mit feldspatreichem Paragneis und schliesslich als Hauptgestein ein ebenfalls grüner Arkosegneis bis Glimmerschiefer.

1. Der matt graugrüne Glimmerschiefer von der Ihnkarlhöhe zeigt seidig glänzende, feingerillte und zerknüllte Schieferungsflächen. Bei der Anwitterung treten braune, rostige Tupfen oder kleine Hohlräume hervor. Die mikroskopische Untersuchung zeigt folgenden Mineralbestand: Sericit, Biotitschüppchen, zum grössten Teil in Chlorit umgewandelt, der dem Gestein die Farbe verleiht. Quarz und Albit sind weitere Hauptgemengteile. Ueber den ganzen Schriff verteilen sich gleichmäs-

sig kleinere Aggregate eines Erzes. In dieser Grundmasse liegen grössere Karbonatkristalle, z. T. Ankerit. Daneben konstatieren wir noch kleinere Calcitindividuen, die sich mit dem Glimmer in Lagen anordnen, wohl ein Abbild ursprünglich sedimentärer Schichtung. Nebengemengteile sind: Epidot, Apatit und Turmalin. Abgesehen von den grossen Ankeritkristallen ist die Struktur homöoklastisch. Korngrösse um 0,1 mm. Die Textur ist un- deutlich kristallisationschieferig. Quarz undulös.

2. Die zweite Lage, die ebenfalls nur direkt am Südgrat der Kirchspitze feststellbar ist, geht aus der ersten allmählich hervor durch zunehmenden Feldspatgehalt und das Zurücktreten des Erzes. Das vorerst gleichmässig grüne, feinschieferige Gestein verwandelt sich damit in einen weisslich-grünlich gestreiften, lagigen Gneis. Auf dem Querbruch treten milchigweisse Feldspateinsprenglinge deutlich in Erscheinung. Unter dem Mikroskop erweisen sich dieselben als Porphyroblasten von Albit bis Albitoligoklas. Sie zeigen einen bestäubten Kern und eine schmale klare Randzone und sind oft als Karlsbaderzwillinge ausgebildet. Seltener sind Zwillinge nach dem Albitgesetz und sogenannte Schachbrettalbite. Korngrösse um 1 mm. Die Grundmasse ist dagegen sehr feinkörnig, um 0,02 mm. Sericit und wenig Biotit durchziehen in parallelen Lagen das Schlibbild. Nebengemengteile: Apatit, Erz und Calcit.

3. Die dritte Lage, die Hauptmasse des Kirchspitzkristallins ist ein matt-grüner Arkosegneis, mit homöoklastischer Struktur. Dieses Gestein ist etwas glimmerreicher als der Gneis der Lage 2. Oft ist helicitische Struktur zu beobachten. Die Schieferungsflächen sind meist glatt. Die Dünnschliffe dieses Arkosegneises zeigen grosse Aehnlichkeit mit Schliffen von permo-karbonen (?) Arkosegneisen der Urserenmulde, die *Ambühl* (2) beschrieben hat. Mineralbestand: Quarz, Albit-Oligoklas, Sericit, Chlorit, Calcit, Erz, Epidot, Apatit, Turmalin. Dieser Arkosegneis, der oft glimmerreich wird und dadurch gegen einen Glimmerschiefer hinneigt, selten auch etwas mehr Calcit führend ist, liess sich verfolgen bis in die Kitzscharte ob der Elsalp. Südlich des Wechsel führt dieses Kristallin reichlich feine Magnetitkristalle. Ein Gestein, das genau mit diesem Arkosegneis übereinstimmt, wurde unterhalb des Schönachkeeses, rechts der Schönach, auf Kote 2100 m angeschlagen. *Hammer* (60) hat dieses Kristallin als Phyllit bezeichnet und dessen Verbreitung

auf einem Kärtchen dargestellt. Nach ihm spitzen diese Phyllite zwischen Hanger und Ankenspitze im Zentralgneis aus, ohne die Flankè des Wildgerlostales zu erreichen. Es konnten jedoch ob der Drissl-Alm, Am Sedl in deren Fortsetzung sichere Paragesteine in Form von Chloritoidschiefern festgestellt werden. In diese Schwächezone zwischen den Orthogneisen ist das Ankenkarl und der Gaisskragen eingetieft, sodass dort die so typische glaziale Talwandstufe fehlt. Die östliche Fortsetzung dieses parakristallinen Zuges der Kirchspitze hat wohl *Neher* zwischen dem Steinkarkopf und dem Rosskarkopf konstatiert, indem er dort Handstücke von Paragneisen, Glimmerschiefern und dunklen Quarziten gesammelt hat, die im Zürcher geologischen Institut deponiert sind. Möglicherweise zieht dieses Parakristallin noch in den Grund des Krimmler Achantales hinab, denselben im Schönangerlboden querend. Diese Frage wurde jedoch nicht weiter verfolgt.

Der Schichtverband, im Liegenden des Hochstegenkalkes (2. Zug) und der Charakter der klastischen Sedimentation machen ein permokarbones Alter dieses Kristallins der Kirchspitze wahrscheinlich. Graphitische Schichten, denjenigen im Liegenden des ersten Hochstegenkalkzuges entsprechend, wurden im engeren Arbeitsgebiet nicht gefunden. Es stehen zwar im Schönachtal südlich der Pastein-Alm dunkle, graphitische Quarzite im Liegenden des Kirchspitzkristallins an. Sie dürften aber zu jener Paraserie des Venedigerkernes gehören, in deren Streichen sie gelegen sind.

c) Das Kristallin der Hanger-Torhelmschuppe.

Zwischen Wildgerlostal und Schönachtal löst sich eine zweite Zunge von der Hauptmasse des Venedigerkernes ab und zieht nach Westen weiter und ins Tux hinüber. Sie setzt sich wiederum zusammen aus kristallinen Gesteinen und Hochstegenkalk. Der östliche Teil dieses hier zu beschreibenden Kristallins bildet den nördlichen Rand der Venediger Hauptmasse selbst und wird vorwiegend von Orthogesteinen gebildet. Im westlichen Teil dagegen, vom Schönachtal bis hinein ins Tux sind Orthogesteine nicht mehr mit Sicherheit nachweisbar. Die mesozoische Bedeckung des Hanger-Torhelmkristallins ist im Osten der Hochstegenkalk am Steinkarkopf, der in unmittelbaren Kon-

takt mit dem Venediger Zentralgneis kommt; im Westen, vom Pfandkogel an, ist es der dritte Hochstegenkalkzug. Charakteristische Profile finden sich am Hanger und am Torhelm, hier in Bezug auf den Orthoanteil, dort in Bezug auf die Paraserie. Darum soll die Schuppe nach diesen beiden Bergen benannt werden.

Der Orthogneis am Nordrand der Venedigermasse zwischen Krimml und Schönachtal unterscheidet sich vom porphyrtartigen Granitgneis des Tuxer Gneisastes sowohl durch seine Farbe als auch durch die Struktur. Der Granitgneis des Hanger, der auch den Steinkarkopf aufbaut, ist nämlich von lichter, grau-grünlicher Farbe und von mittlerem Korn. Unter dem Mikroskop erkennen wir folgenden Mineralbestand: Perthit, Mikroklin, Orthoklas, teilweise albitisiert, Albit-Oligoklas, wenig grünlichen Biotit, der grösstenteils chloritisiert ist und Sericitschüppchen als Füllung der Feldspäte und in der Zwischenmasse. Nebengemengteile sind: Orthit, Epidot, Apatit, Erz und Calcit. Die Grösse der Feldspäte ist ca. 1—2 mm. Wie wir sehen, ist der Mineralbestand genau derselbe wie der des porphyrtartigen Granitgneises des Tuxerkernes. Wir halten aber dessen Abtrennung vom übrigen Zentralgneis als besondere „Facies“ tunlich. Die intensivere Schieferung könnte hier die kleinere Korngrösse verursacht haben. Es könnte sich aber möglicherweise auch um eine primär feinkörnigere Randfacies handeln oder es wäre gar an raschere Abkühlung einer kleineren Intrusivmasse zu denken.

Der Hangergranitgneis wird sowohl über- wie unterlagert von Paragesteinen. *Neher* hat durch eine Schliiffserie unter dem Hochstegenkalk des Silberköpfls eine, wenn auch schmale Paraschieferserie feststellen können, die gegen den Finkauboden hinabzieht. In der Schneggen-Scharte ist sie nicht mehr nachweisbar. Sie kann jedoch unter Schutt verdeckt liegen, der auf eine Breite von 5 m den Kontakt verbirgt. An der Ostflanke des Silberköpfls ist ein heller, weisslich-grauer Gesteinszug unter dem Hochstegenkalk anstehend, den man nach dem Feldbefund als Quarzit betrachten möchte. Die Dünnschliiffuntersuchung ergibt jedoch, dass es sich vorwiegend um einen enorm ausgewalzten Arkosegneis handelt, der stellenweise in einen Muskowitschiefer und gelegentlich in einen feldspatführenden Sericitquarzit übergehen kann. U. d. M. er-

kennen wir eine sehr deutliche porphyroklastische Struktur, eine sehr feinkörnige Grundmasse (0,02 mm) aus Quarz, Alkalifeldspat (Albit-Oligoklas), wenig Glimmer (Sericit, und Biotit) Chlorit und Porphyroklasten (um 0,5 mm) von vorwiegend Albit-Oligoklas selten auch Kalifeldspat. Strukturelle Gründe veranlassen uns, diesen Gneis zur Paraserie zu rechnen. Die Uebergänge in sichere Paragesteine, wie Muskowitschier und Sericitquarzite, stützen diese Auffassung. Das recht charakteristische Bild dieses „porphyrischen Arkosegneises“ tritt uns weiterhin in vielen Dünnschliffen entgegen. Wir werden solche Gneise noch zu beschreiben haben aus der Basis der Hangermasse, aus der basalen Lage der Hanger-Torhelmschuppe vom Schönachtal bis hinein ins Tux und endlich aus der Farmbichl-Schuppe. Später wird auf die strukturellen Gründe eingegangen werden, die eine Zuweisung zur Paragruppe erfordern. Diese kombinieren sich übrigens immer mit geologischen Beobachtungen, Verband mit unbestreitbaren Paragesteinen, d. h. Uebergang in dieselben, z. T. auch wahrscheinlich sedimentäre Wechsellagerung mit ihnen. Ein weiteres, feldgeologisch wichtiges Merkmal dieser Art von Gneisen ist ausser der porphyrischen Struktur, die in feinstkörnigen Varietäten von blossem Auge nicht erkennbar ist, und der meist hellen weisslich-grauen oder grünlich-grauen Farbe, ein Aufspalten nach der ebenen Schieferungsfläche und ein sehr charakteristisches Zerfallen in eben begrenzte Bruchstücke.

An der Basis der Hangermasse ist im Schönachtal ein rötlich-grauer Arkosegneis anzuschlagen. Feinkörnige Varietäten dieses Gneises weisen in der Grundmasse Korngrößen bis 0,01 mm hinunter auf. Die Albit-Oligoklasporphyroklasten zeigen in schönster Weise Drehungserscheinungen. Winkel zur Schieferungsrichtung 30 bis 50°.

Die Muskowitschiefer mit Quarzaugen, im Liegenden des Hangergneises hat Hammer (60) genau beschrieben. Eines seiner Detailprofile zeigt inmitten eines roten Gneises einen grauen Schiefer, der rötlich anwittert. Das Gestein ist äusserst feinkörnig und setzt sich aus feinschuppigem Sericit (0,03 mm), Quarz (0,01 mm) und Karbonat zusammen. Ziemlich viel Pyrit verteilt sich über den Schliff. Das Ausgangsprodukt dieses metamorphen Gesteins ist ein kalkiger Pelit. Trotz des erheblichen Karbonatgehaltes braust dieser Schiefer mit verdün-

ter Salzsäure jedoch nicht auf (feinste Verteilung des Karbonates im Gewebe von Sericit und Quarz).

Es wäre durchaus möglich, dass auch im Kern des Hangergneises noch Paralagen vorliegen. Doch könnte nur eine minutiöse, petrographische Detailuntersuchung diese Frage abklären.

Ueber die Aufschlüsse in der westlichen Fortsetzung des Hanger Kristallins gibt die beiliegende geologische Spezialkarte (Taf. I) Auskunft. Mit dem Ueberschreiten des Schönachtales vollzieht sich in der petrographischen Zusammensetzung ein Wechsel, indem von da bis hinein ins Tux, bis zur Elsalm, sichere Orthogneise nicht nachweisbar sind. Dafür sind dem Kristallin der Hanger-Torhelmschuppe westlich und östlich des Schönachtales die überaus typischen porphyrischen Arkosegneise gemeinsam. Sie bilden im Westen durchgehend die Basis dieses kristallinen Zuges und stellen einen mehr oder weniger grossen Bruchteil des Kristallins dar. Von der Lacken gruben-Alm bis hinüber zum Rauhen Kopf bei der Elsalm zeigt dieser Gneis den gleichen, im Feld schon gut charakterisierbaren Habitus. Das relativ glimmerarme Gestein, normalerweise eng zerklüftet, zerfällt unter dem Hammer in Parallelepiped, sodass es schwer hält, ein Handstück von normaler Grösse zu schlagen. Die Porphyroklasten sind von makroskopisch wahrnehmbarer Grösse mit Durchmessern bis 1 mm.

Schon *Becke* (13) hat diesen Gesteinstyp in seinem Profil durch Mayrhofen beschrieben. Er bezeichnet ihn als bräunlich-grauen Grauwackengneis. In *Grubenmann*: Kristalline Schiefer, findet sich ein Dünnschliffbild dieses Gneises, mit der Bezeichnung: Meso-Epi-Biotitgneis, Mayrhofen im Zillertal (50, Tafel II, Fig. 4: Blastopsammitische Struktur). *Sander* nimmt von diesem Gestein hingegen als Porphyroid Notiz und meint damit (119, p. 223) „den massigeren grauen Typ, welcher vom Astegger Profil bis zum Kahlen Wandkopf (bei St. Jodok am Brenner) erkannt sei“. Der Mineralbestand stimmt sehr schön mit dem Zentralgneis überein, sowohl mit dem Hangergneis als auch mit dem porphyrtigen Granitgneis des Tuxer Gneisastes. So hat auch schon *Becke* (14, p. 58) feststellen können, dass gemäss dem *Chemismus* (Analyse No. 78) „die Möglichkeit ursprünglich eruptiver Herkunft hier nahe liegt“. Auf der Suche nach der westlichen Fortsetzung des Hanger Orthogneises schien uns al-

lerehestens wahrscheinlich, ihn im Astegger Profil wiederzufinden, sind doch in den Schliften von hier besonders schön Mikroklin und Perthiteinsprenglinge zu sehen, während in den Schliften von den übrigen Lokalitäten Albit allein vorkommt. In der Grundmasse finden wir Quarz (bisweilen von größerem Korn, auch einsprenglingsartig) Feldspat, Sericit, Chlorit und ganz selten auch Biotit. Nebengemengteile: Apatit und Erz. Da jedoch der Chemismus und damit der Mineralbestand eines Arkosegneises sich nicht wesentlich von einem Orthogneis oder gar von einem Quarzporphyr zu unterscheiden braucht, so ist nach anderen Kriterien zu suchen. Zur Entscheidung der Frage: Ortho- oder Paragestein sind zwei Punkte zu beachten:

1. Strukturelikte und Nebengemengteile.
2. Verband mit sicheren Paragesteinen.

1. Da schon die Struktur der Venediger Gneise durchgehend kristalloblastisch ist und der Grad der Schieferung sehr intensiv, so fällt es sehr schwer, sichere Strukturelikte aufzufinden. Es zeigt sich jedoch in allen Schliften, dass die scharfkantig umgrenzten Einsprenglinge nicht, wie das sonst in so stark metamorphen Orthogneisen der Fall ist, abgeriebene Körner in linsenförmig ausgezogenen Aggregaten angelagert haben und dass demzufolge die Einsprenglinge als Porphyroklasten zu bezeichnen sind. Die Kristallumgrenzungen entsprechen also den klastischen Formen des Sedimentes. Wenn gewisse Porphyroklasten auch durch Risse zerspalten werden, so zeigen die Bruchstücke doch sehr ähnliche optische Orientierung. Schlierenförmige Ansammlungen von feinstem Quarzzerreibsel sind wohl nichts anderes als zerdrückte Quarzsandkörner klastischer Abkunft.

Bei der mikroskopischen Untersuchung ist auch den Nebengemengteilen zur Abklärung dieser Frage Beachtung zu schenken. Dass in unserm Gneis die Nebengemengteile nur selten sind und dass als solche nur Epidot, Apatit und Erz beobachtet werden konnten, während in den Venediger Orthogneisen überdies, als recht charakteristisch, Orthit und Granat auftreten, spricht auch dafür, dass wir unsern Gneis eher als Paragneis betrachten dürfen.

2. Grenzverhältnisse in vertikaler und in horizontaler Richtung. Nirgends ist im Felde zwischen dem porphyrischen Gneis an der Basis des Hanger-Torhelmkristallins und

der sicheren Paraserie im Hangenden eine scharfe Grenze ausgebildet. Allmählich und unmerklich vollzieht sich der Uebergang in feldspatführende Quarzite und in Glimmerschiefer, welche die anderen Paratypen, graphitische Quarzite und Phyllite, dichte Quarzite, Sericitquarzite und Blätterquarzite einleiten. Durch das Seltenerwerden der Porphyroklasten vollzieht sich der Uebergang zu den Quarziten. Innerhalb des Quarzites selbst treten wiederum einsprenglingsreiche Lagen auf, die dem basalen Gneis zum Verwechseln ähnlich sehen. Beim Profil durch den Hollenzberg scheinen im unteren Teil des Profiles vielfach gneisige und quarzitische Typen miteinander abzuwechseln, vielerorts sind in diese Serie auch glimmerreichere Zonen eingelagert.

Der basale porphyrische Gneis in den linken Wänden des Schwarzachtales zeigt schon im Feld ein anormales Aussehen, indem er eine ungewohnt intensive Grünfärbung aufweist. Diese ist bedingt durch eine Anreicherung von Epidot. Die Verteilung der feinen Epidotkörner im Schliffbild lässt die Möglichkeit zu, dass dieses Mineral von sedimentär eingelagertem Kalk herzu-leiten ist. Damit ergibt sich auch ein erwiesener seitlicher Uebergang des porphyrischen Gneises in sichere Paratypen.

Der mikroskopische, wie auch der feldgeologische Befund sprechen somit eher für einen Arkosegneis. Dessen klastisches Material ist sehr wahrscheinlich das Verwitterungsmaterial von Orthozentralgneisen. Je geringer die Abweichung im Chemismus ist, umso kleiner wird auch der Transportweg gewesen sein. Die in diesem Falle merkwürdig berührende Kornkleinheit mag eine Folge älterer Metamorphose, respektive Mylonitisierung und nachfolgender Rekristallisation, sein.

Die Paraserie über dem basalen Arkosegneis ist besonders reich und mächtig an der Westwand des Hollenzberges entwickelt. Sie erfährt eine stetige Zunahme von Osten nach Westen. An den Braunellköpfen sind bloß Quarzite von grünlicher Farbe feststellbar. Sie zeigen mehr oder weniger häufig Albitporphyroblasten mit poikiloblastischer Struktur in der glimmerarmen Grundmasse von feinkörnigem Quarz. Im Profil des Torhelm treten zum ersten mal als Zwischenschaltung dieser Quarzite graphitische Quarzite und Phyllite auf. Am Gaiskopf bilden blätterige Quarzite von der Art der westalpinen „Quartzites feuilletés“ das direkte Liegende des

Hochstegenkalkes. In den Felswänden ob Laubühel tritt in mächtigen Lagen ein grauer bis leicht grünlicher, harter und massiger Quarzit hinzu, der von ausserordentlich dichter Struktur ist. Der Durchmesser der Quarzkörner ist von 0,01 mm Grösse. Sehr wenig Sericit und Biotit in feinsten Fetzen markieren die Schieferungsebenen. Nebengemengteile: Calcit, Epidot und Albit. Im Liegenden des Hochstegenkalkes finden sich hier sodann auch grünliche Glimmerschiefer. Sie weisen feine Wechsellagen von Quarz, Sericit und Chlorit auf. Erz verteilt sich über den ganzen Schliff.

Am Gaiskopf finden wir wenig unter dem Hochstegenkalk, von diesem durch ca. 15 cm Blätterquarzit getrennt, eine ungefähr 30 m dicke Linse eines Amphibolites, der von den Quarziten mit den Albitporphyroblasten unterteuft wird. In entsprechender Position wurde im Astegger Profil ein Zoisit-Chlorit-Albitschiefer gefunden. Diesen Grüngesteinen mag auch die Serpentinlinse ob Alm Tödtengruben entsprechen, die auch im Liegenden des Hochstegenkalkes vorkommt, aber in graphitischen Schiefeln drin steckt.

Der Amphibolit vom Gaiskopf erweist sich unter dem Mikroskop als epimetamorph, denn als Feldspat kommt Albit bis saurer Oligoklas vor, mit viel Saussurit, allgemein ist sehr viel Epidot und Calcit vorhanden, die Hornblende ist strahlsteinartig entwickelt und die Schieferung ist sehr intensiv. Die grösseren Individuen der flaserigen Hornblende weisen meist einen Kern gewöhnlicher, grüner Hornblende auf und zeigen somit die *Diphthoresis* in deutlichster Weise. Diese Grüngesteine sind die einzigen sichern Vertreter von Orthogesteinen im westlichen Teil des Hanger-Torhelmkristallins.

Im Hanger Granitgneis haben wir einen Vertreter des möglicherweise karbonen Zentralgneises vor uns.

Die klastische Sedimentserie der Hanger-Torhelmschuppe mit den graphitischen Quarziten und Phylliten, der „Zona grafitica“ der Westalpen vergleichbar, und den „Quartzites feuilletés“ des Perm, die an die dritte Hochstegenkalklage grenzen, darf wegen lithologischer Analogien und wegen des Vorkommens im direkten Liegenden der Hochstegentrias ins Permokarbon gestellt werden.

In den Paragesteinen an der Basis der Hangermasse (Rötler) ist vielleicht älteres Paläozoikum zu erblicken.

d) *Das Kristallin der Farmbichlschuppe.*

Zwischen Schönachtal und Krimml sind in den beiden Kämmen am Farmbichl und der Inneren Höhe der Venediger-masse kristalline Gesteinsserien vorgelagert, die wir der petrographischen Analyse gemäss und da sie als Zwischenlagerung von Kalkzügen mit Hochstegenkalkfacies auftreten, zur Venedigereinheit zählen müssen. Dieses Kristallin beschreibt *Diener* (37) in seinem Krimmler Profil als Grauwackengneis und Quarzit und *Ohnesorge* hat es als Porphyrmaterialschiefer kartiert (siehe Hammer: 60). Im Gegensatz zur bisherigen Ansicht sprechen unsere Aufnahmen dafür, dass es im Schönachtal nach Westen hin auskeilt und nicht in den Torhelm hineinstreicht, ebenso wie es auch bei Krimml selbst nach Osten hin sich ausspitzt. Nach *Neher* dürfte es dann zwischen dem Oberen und dem Unteren Sulzbachtal wieder einsetzen. Das Farmbichl-Kristallin bildet gegenüber den anderen Venedigerschuppen insofern eine Ausnahme, als es nicht seitlich in die Venedigerhauptmasse hineinstreicht.

Schon im Felde frappiert uns die lithologische Aehnlichkeit dieser kristallinen Serie mit der der Hanger-Torhelmschuppe, insbesondere mit dem Profil durch den Torhelm selbst. Es scheint aber, dass die tektonische Beanspruchung hier noch grösser war als dort. Die enorme Schieferung hat zu noch feineren Korngrössen geführt und die Zerklüftung ist noch enger als dort, sodass das Gestein in sehr kleine Brocken auseinanderfällt. Weit überwiegender Bestandteil sind graue, teils grünliche und auch weissliche Arkosegneise mit meist schon makroskopisch wahrnehmbaren Porphyroklasten von einem Durchmesser unter einem Millimeter. *Neher* hat an Hand einer ganzen Schriffserie die grosse Verwandtschaft dieser Gneise mit dem Zentralgneis feststellen können. Die Einsprenglinge von Albit, Orthoklas, Mikroklin, Perthit und auch Quarz zeigen die nahe Beziehung zu jenen Orthogesteinen. Es gibt auch Typen mit ziemlich einheitlicher Korngrösse. An der Grundmasse beteiligen sich Quarz, Feldspat, wenig Sericit, Biotit, meist chloritisiert und die Nebengemengteile: Karbonat, Epidot, Apatit und Turmalin. Der Arkosecharakter dieser Gneise ergibt sich wiederum mit grösster Wahrscheinlichkeit aus der Struktur und aus den Verbandsverhältnissen. Sie wechsellagern einigemale

mit schwächtigen Zwischenbildungen von Sericit- und Biotitglimmerschiefern und gneisähnlichen Quarziten. Das Kristallin schliesst nach oben ab, sowohl unter dem Hochstegenkalk der Lahnerhöhe als auch in der Breiten Scharte, mit einem Sericit-Chlorit-Glimmerschiefer. Das Mikroskop zeigt uns Chlorit, Sericit, Quarz, Epidot in feinen Körnern, Karbonat, reichliches Erz und besonders bemerkenswert dieselben Porphyroklasten wie der Arkosegneis mit denselben Drehungserscheinungen.

Dieses Kristallin zeigt lithologisch grosse Uebereinstimmung mit den von uns als Arkosegneis bezeichneten Gesteinstypen der Hanger-Torhelmschuppe und jenen sicheren Paragesteinen, darum und weil es ebenfalls das Liegende eines Hochstegenkalkes darstellt, darf es mit gleicher Wahrscheinlichkeit ins Permokarbon gestellt werden.

Im Brennhüttgrund schaltet sich zwischen Hochstegenkalk im Liegenden und die Basis des Farmbichl-Kristallins ein Amphibol-Epidot-Klinozoisitschiefer ein. Hauptgemengteil ist Klinozoisit, in der Grundmasse und als Einsprengling vorkommend, oft mit eisenreichem Kern. Epidot tritt in runden Körnern auf. Chlorit durchsetzt das Grundgewebe. Die gewöhnliche grüne Hornblende kommt in grössern und kleinern Exemplaren vor. Quarz und Erz vervollständigen den Mineralbestand. *Neher* fand die nächsten 50 cm des Gneises durch diesen Grünschiefer kontaktlich verändert: Rekristallisation desselben und Lagenweise injiziertes ophiolitisches Material (Epidot, Klinozoisit, Biotit, etwas Chlorit und Karbonat).

Inmitten der Gneismasse hat *Neher* eine zweite Ophiolitlinse auf der Ostseite des Farmbichl, ca. 300 m unter dem Grat gefunden. Der stark zerdrückte Grünschiefer, mit grossen Haematitharnischen durchsetzt, hat folgenden Mineralbestand: Epidot, Chlorit, wenig Zoisit, Albit und Quarz, etwas Karbonat und viel Erz.

*e) Stratigraphische Gliederung des Venedigerkristallins,
Zusammenfassung.*

Die Ergebnisse der stratigraphischen Gliederung des Venedigerkristallins unserer Zone zusammenfassend, möchten wir folgendes bemerken:

1. Alter des Zentralgneises. Kontaktbildungen irgend welcher Art, Injektionen und Quergreifen von eruptiven Schloten in die Paraserie wurden im engeren Arbeitsgebiet nirgends beobachtet. Wir dürfen darum wohl annehmen, dass der Venediger Orthogneis wahrscheinlich älter ist als die bei uns lediglich epimetamorphe Paraserie der Venedigerzone. Das Parakristallin ist, wie uns scheint, stofflich zum grössten Teil von den Zentralgneisen herzuleiten. Es dürfte sein Verwitterungsschutt sein. Wir möchten darum mindestens ein hercynisches Alter des Zentralgneises annehmen.

2. Alter der Paraserie. Die parakristallinen Serien unserer Venedigerzone lassen sich lithologisch am besten mit der permokarbonen Schichtserie der penninischen Faciesgebiete, die als gleiche klastische Sedimentation noch in die untere Trias hinaufreichen könnte, vergleichen. Es entsprechen insbesondere unsere graphitischen Serien der „Zona grafitica“ der Westalpen, und die blätterigen Quarzite sind nichts anderes als die „Quartzites feuilletés“, was Facies und stratigraphische Position anbelangt. Wegen dieser lithologischen Vergleichsmöglichkeiten und auch wegen des Schichtverbandes möchten wir die klastische Sedimentserie als grösstenteils permokarbonen Alters auffassen. Die kalkig-dolomitische Hochstegentrias leitet dann stratigraphisch zur ebenfalls penninischen Schistes lustrés-Facies des Lias über.

Bei dieser Deutung der Dinge haben wir in jedem tektonischen Element der Venedigerzone eine kontinuierliche Schichtreihe normaler penninischer Facies, mindestens vom Karbon bis hinauf zum Lias. Die lithologischen Grenzen in dieser Serie sind wohl in der Tat zu bevorzugten alpinen Gleitflächen geworden, trotzdem ist aber die stratigraphische Reihenfolge nicht verfälscht worden. Sie repetiert sich in gleichem Sinne in den verschiedenen tektonischen Horizonten.

Diese Auffassung steht allerdings nicht mit derjenigen von *Hammer* (58) im Einklang. Er hat das Kristallin vom Torhelm und vom Farmbichl als „Untere Schieferhülle“ der Tauern angesehen. Die „Untere Schieferhülle“ weist nun nach *Hammer* stellenweise, z. B. die „untere Schieferhülle südlich der Hochstegenkalkzone“ im Gerlosgebiet, intrusiven Verband mit dem Zentralgneis auf. Die dem Zentralgneis zwischen Habach- und Hollersbachtal vorgelagerte untere Schieferhülle besteht nach

Hammer aus metamorphen Grauwackenschiefern und Einlagerungen quarzporphyrischer und diabasischer Eruptivgesteine. Von der angeblich direkten Fortsetzung dieser Gesteine, Farmbichl und Torhelm, sagt *Hammer* (58, p. 8): „Die starke Deformation erschwert es auch, u. d. M. die magmatischen Gesteine von Ablagerungsgesteinen, die durch Umlagerung derselben entstanden sind, oder sonstigen Sedimenten mit eingeschwemmtem Porphyrmaterial zu unterscheiden und macht eine Abgrenzung der Porphyroide von den Begleitgesteinen im Felde durchaus unsicher“. Bei der petrographischen Beschreibung unserer „porphyrischen Arkosegneise“ haben wir allerdings zu wenig scharf darauf hingewiesen, dass die Möglichkeit magmatischer Abkunft, Einlagerung von Quarzporphyridecken, Quarzporphyrtuffen oder auch Granitporphyren, nicht streng auszuschliessen ist und wenigstens lokal durchaus bestehen bleibt. So hat ja *Neher* (95) gute lithologische Vergleiche gewisser Farmbichlgesteine mit den Rofnaporphyren, die *Rüetschi* (116) beschrieben hat, ziehen können. Mit unsern Untersuchungen ist in dieser Sache jedenfalls noch kein endgültiger und zwingender Entscheid erbracht worden. Neue spezielle Studien könnten vielleicht in Zukunft denselben erbringen.

Endlich lassen sich in unserem Gebiet verschiedene Faciesentwicklungen der von uns als permokarbon erachteten Sedi-mentserien auseinanderhalten. Auf diese Faciesverteilung wird später eingetreten werden (siehe p. 116 usf.).

2. Die mesozoischen Gesteine der Venedigereinheit.

Der Hochstegenkalk s. l.

Schon bei der Beschreibung der praetriadischen Serien der Venedigereinheit haben wir erwähnt, dass dieselben von Hochstegenkalkzügen begleitet werden. Es sind dies: 1. der Hochstegenkalkzug der „Hochstegenlage“, der im Schönachtal abtaucht, 2. der Hochstegenkalk der Kirchspitzschuppe, der südlich des Hanger verschwindet, 3. derjenige der Hanger-Torhelm- schuppe, welcher durch das ganze Gebiet durchzieht, 4. die Bedeckung der Farmbichlschuppe auf Lahner Höhe und Breiter Scharte. Wir erkennen somit bis zum Kirchspitz-Profil drei Hochstegenkalk-Lagen übereinander, auf der rechten Flanke des

Schönachtales deren vier, am Farmbichl-Profil zwei und unterhalb Krimml im oberen Pinzgau nur mehr eine einzige.

Die Mächtigkeitsschwankungen des Hochstegenkalkes sind in unserem Gebiet sehr augenfällig, sowohl innerhalb der einzelnen Züge als auch zwischen diesen, wie ein Blick auf die Profile schon zeigt. Die Extreme sind 4 m und 650 m Mächtigkeit.

Der lithologische Charakter dieser Formation ist recht monoton. Ueberall ist die typische Hochstegenkalkfacies entwickelt. Nicht überall ist eine Dreiteilung des Profiles lithologisch durchführbar. Eine besondere Entwicklung der Basis erkennen wir beim 1. Hochstegenkalkzug (siehe Fig. 1, S. 38) beim 2. Zug an dessen Ost-Ende, beim 3. Zug nur am Pfannkogel und Silberköpfl. Eigenartig ausgebildet ist die oberste Hochstegenkalkpartie im 1. Zug und im westlichen Teil des 3. Zuges. Eine gewisse Differenzierung zeigt auch der 2. Hochstegenkalk im Brandbergerjoch.

1. Basis des Hochstegenkalkes (siehe Fig. 1). Fahle rostbraune Anwitterung ist für sie charakteristisch. Erhebliche Quarz- und Glimmerführung ist für diesen Horizont typisch. Infolge Abnahme dieser Gemengteile nach oben vollzieht sich der Uebergang zur Hauptmasse, die blaugrau anwittert und sozusagen quarz- und glimmerfrei ist. In der Koglerrinne ist ein Pendeln der Sedimentation von sändig-glimmerigen zu rein kalkigen Endgliedern zu erkennen.

Ein grobsandiger Kalkschiefer dieses Horizontes aus der Koglerrinne, der grünliche, glimmerige Schieferflächen hat und dünne Lagen von Quarzsandkörnern in einer kalkigen Zwischenmasse aufweist, zeigt unter dem Mikroskop ausser Calcit und Quarz noch Sericit, Biotit von rehbrauner und grünlicher Farbe, Chlorit; als Nebengemengteile: Turmalin (authigen), Apatit und braunes Pigment. Der Quarz tritt in größeren Körnern (1–3 mm) auf, die linsig ausgezogen sind und sich aus mehreren Quarzindividuen zusammensetzen, andererseits auch feinkörnig in der Grundmasse. In parallelen Schnüren durchziehen die Glimmer das Schliffbild. Der Calcit von 0,1 mm Grösse zeigt vielfach Druckzwillinge. Struktur granoblastisch, Textur kristallisationsschieferig bis lagig.

Ein Schliff aus der Seihenscharte zeigt in dem Pflaster von Calcitkristallen nur Quarzkörner von 0,1 mm Grösse;

sie wittern als feine Linien im Querbruch heraus. Der Sericit, in Fetzen auf der Schieferungsfläche verteilt, gibt derselben einen lebendigen Glanz. In wolkigen Schnüren durchzieht ein schwarzes Pigment das Schliffbild. Ein Teil desselben ist Erz, der überwiegende Teil jedoch ist Graphitoid und dieser bedingt die dunkelblaugraue Farbe des frischen Gesteins.

Ein ca. 10 m breites Band an der Basis des Hochstegenkalkes vom Silberköpfl wittert ebenfalls fahl rostbraun an. Die untersten 5 cm dieser leicht sandigen, schwach glimmerigen Kalkschiefer bis Marmore führen Quarzkomponenten von 1–2 cm Grösse, die stark gequetscht und ausgewalzt sind. Das Bindemittel, ein brauner Kalk, leitet in die übrige Masse über. (Transgressionskonglomerat?)

Am zweiten Hochstegenkalkzug (Rötler) ist die basale Lage von glimmerig-sandigen Kalkschiefern mit fahlbrauner Anwitterung, wie Fig. 2 zeigt, nur ca. 1 m mächtig.

2. Die Hauptmasse des Hochstegenkalkes. Sie stellt eine ganz eigenartige, fast reine Kalkfacies dar. Nur in allerfeinsten Spuren findet sich etwa Quarz oder Glimmer. Eine minime Beimengung von graphitischer Substanz bedingt die mehr oder weniger dunkle Farbtönung. Dolomitische Partien, die mit verdünnter Salzsäure nicht brausen, fanden wir nur in Finkenbergr und am Nieder, also im westlichsten Teil des 2. und 3. Hochstegenkalkzuges. *Hammer* erwähnt dolomitische Lagen aus dem 1. Hochstegenkalk im Wimmertal. Der Grad der Marmorisierung ändert oft auf wenige cm mehrmals. Stärkere Metamorphose verursacht eine Farbaufhellung; dadurch wird der Kalk nicht selten gebändert. Beim nähern Zusehen zeigen auch die scheinbar massigeren Bänke eine deutliche Paralleltexur, wie denn eine tafelige Absonderung ein Hauptmerkmal der Hochstegenkalke darstellt. Selten sind direkt schieferige Lagen. Stark zerklüftete und geaderte Zwischenlagen sind eine Seltenheit. Am Steinkarkopf bildet das Liegende des Kalkes eine schöne Marmorbreccie. Hauptsächlich in den höheren Horizonten sind die Kalke den „Calcaires tabulaires“ der Westalpen sehr gut vergleichbar. Irgend eine fassbare lithologische Unterteilung der Hauptmasse erschien im Felde undurchführbar.

3. Das obere Grenzniveau des Hochstegenkalkes ist, wie die Basis, durch farbige Anwitterung gekennzeichnet. Es ist gelbbraun und intensiver gefärbt als jene. Zu diesem

Grundton gesellt sich die mattgrüne Farbe der Glimmer. Wir finden diese Lage nur beim 1. Zug, im Brandbergerjoch einige m dick, im Ihnkarl wenige dm und im Schönachtalgrund über 10 m mächtig ausgebildet. Im Brandbergerjoch ist diese Lage leicht sandig, Quarzschnüre wittern heraus, im Osten tritt Quarz stark zurück. Im Schönachtal führt der Kalkschiefer feinste sericitische Glimmerhäute, an den beiden andern Orten ist Biotit und Chlorit nachweisbar.

Der Dünnschliff eines frischen Kalkschiefers aus dem Ihnkarl zeigt: Biotit (bezw. dunkelbraunen Phlogopit), Chlorit und Sericit, die in parallelen Lagen die Grundmasse von Calcit und Quarz durchziehen. Erz ist Nebengemengteil. Der Quarz ist deutlich kristallisationsschieferig.

Der 3. Hochstegenkalkzug lässt am Gaiskopf und bei Holenzen nach oben eine Faciesveränderung erkennen. Aus den Marmoren und Plattenkalken gehen allmählich Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer hervor, wobei auch Faciesrekurrenzen feststellbar sind.

Ein anormales, allerdings auch dreigeteiltes Profil, hat der Hochstegenkalk 2 an seinem Ost-Ende, wie dies Fig. 2 zeigt.

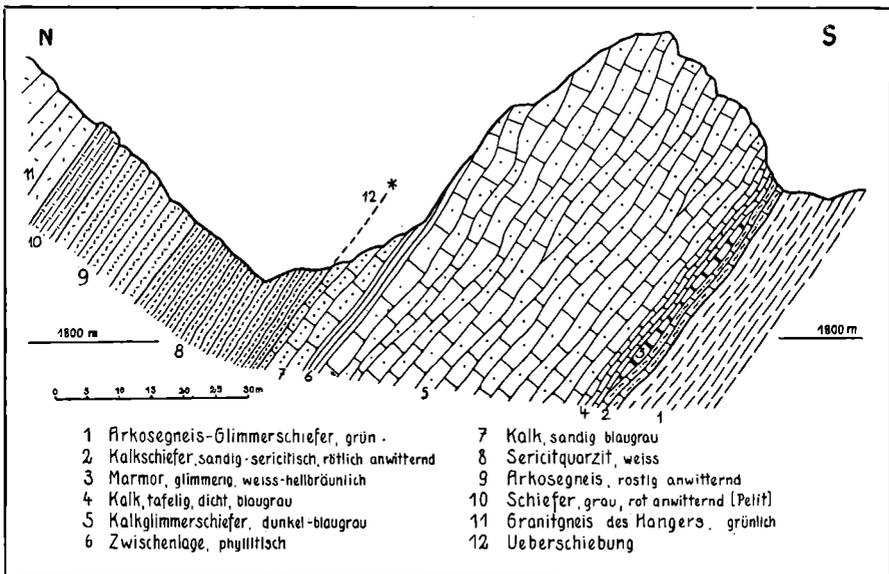


Fig. 2. Hochstegenkalk 2. Zug ob Rötler im Schönachtal.

Steigen wir der Rötler (Schönachtal) entlang empor, so erkennen wir auf Kote 1800 m das folgende interessante Profil des Hochstegenkalkes, das sich von jenem am unteren Ende des Felsens stark unterscheidet. Wir sehen nämlich über dem grünen Kristallin der Kirchspitzschuppe an der Basis des Hochstegenkalkes ein schmales, rötlich anwitterndes Band sandig-sericitischer Kalkschiefer, eine Bildung dieses zweiten Hochstegenkalkzuges, die genau der Basislage des ersten Hochstegenkalkzuges entspricht. Darüber folgt in linsenförmigem Zug ein weisser bis hellbräunlicher sericitischer Marmor und dann nochmals eine Zone, die ebenso breit ist wie die Basislage (ca. 1 m), bestehend aus blaugrauem, feinkörnig dichtem Kalk, der dünntafelig entwickelt ist. Darüber liegt ein dunkler, blaugrauer Kalkglimmerschiefer, der eine Mächtigkeit von gegen 50 m erreicht.

Eigenartigerweise ist von dieser lithologischen Gliederung unten an der Felswand nichts mehr zu erkennen. Wir können nämlich dort einen raschen, seitlichen Faciesübergang zu hellen Marmoren und Plattenkalken konstatieren, also Gesteinstypen, die sich auf 1800 m Höhe nur als schwächliche Zwischenlage vorfinden. Unten ist von der charakteristischen Basislage nichts zu entdecken, ebenso fehlt daselbst eine Spur der oben so mächtigen Kalkglimmerschiefer.

Der Vollständigkeit halber sei noch angeführt, dass dieser Kalkzug im Brandbergerjoch eine braun angewitterte, glimmerige Zwischenlage aufweist. Soviel zur lithologischen Entwicklung unserer Hochstegenkalke!

Wie ist nun diese Hochstegenkalkformation stratigraphisch einzuordnen? Wir haben schon früher (p. 30) darauf hingewiesen, dass dies schon auf verschiedenste Weise versucht worden ist. Von *Termier*, *Staub*, *Kober* u. a. wird sie, gestützt auf lithologische Vergleiche mit den Westalpen, in die Trias gestellt. Auf Grund lithologischer Vergleiche hat sie *Steinmann* für Tithon gehalten. Von einer Gruppe von Geologen wird sie, z. T. wegen ihres Auftretens in der „unteren Schieferhülle“, ins Paläozoikum gestellt. Mit *Weinschenk* (178) sind wir nun der Meinung, dass für die Altersbestimmung des Hochstegenkalkes am allerehesten der Tektoniker zuständig ist und so benutzen wir denn lithologische Vergleiche zu diesem Zwecke.

Dank des Vergleiches mit dem Penninikum der Schweizeralpen können wir das Alter des Hochstegenkalkes teils als Trias, teils als Lias bestimmen.

Die Basislage des Hochstegenkalkes, unser kalkiger Sandstein, stellt das Buntsandstein-Niveau dar. Auch *Bleser* (19) hat dieselbe Schicht an der Basis der Venedigertrias als Buntsandstein-Niveau aufgefasst. Auch ein Vergleich mit den Verhältnissen an der Triasbasis der Bernhardecke im St. Niklaustal ist gegeben. Die Partie der permischen Werfener Quarzite geht dort mitunter gegen die mittlere Trias hin in einen Sandstein und in schwärzliche Schiefer mit Kalk oder Dolomitlagen über. *Argand* (43) hält dafür, dass diese Gesteine dem germanischen Röth entsprechen könnten. Wo dieser kalkige Sandstein fehlt, wie z. B. am Torhelm und am Gaiskopf, dürften Quarzite die untere Trias vertreten.

Der tiefere Teil des als Hauptmasse beschriebenen Hochstegenkalkes stellt die kalkig-dolomitische, penninische Mittel- bis Obertrias dar. Kalkig-dolomitisch ist sie am Hochsteg und am Nieder. Nach Osten hin verliert sich diese z. T. dolomitische Facies und sie geht in eine fast rein kalkige Entwicklung über. *Staub* (151) hat schon darauf hingewiesen, dass diese kalkige Ausbildung derjenigen der Surettatrias des Avers zu vergleichen sei. Die Marmorbreccien an der Basis des Hochstegenkalkes vom Steinkarkopf gehören in die Trias.

Die teilweise überaus grosse Mächtigkeit des Hochstegenkalkes, z. B. im Schwarzach- und Wimmertal, würde an sich nicht dagegen sprechen, denselben ganz in die Trias einzureihen, ist doch der Pontiskalk, die Trias des Briançonnais und diejenige des Avers beispielsweise ebenso stark entwickelt. Trotzdem sind wohl schon im obern Teil der Hauptmasse des Hochstegenkalkes liasische Schichten zu erblicken. Das beweisen die Verhältnisse am Rötler (Fig. 2) besonders schön. Dort ist nämlich auf 1800 m Höhe das Buntsandstein-Niveau und die rein kalkige Trias nur sehr schwächlich ausgebildet und darüber liegt in grosser Masse der Kalkglimmerschiefer, der als Lias in Schistes lustrés-Facies aufzufassen ist. Diese Schistes lustrés gehen nun seitlich in die Plattenkalke und Marmore über, die unten im Tale anstehen. Der grössere obere Teil jener Kalke ist darum als Lias anzusehen. Dass der obere Teil der Hochste-

genkalk-Hauptmasse den Lias vertritt, beweist auch die Tatsache, dass die Plattenkalke und Tafelkalke am Gaiskopf und an der Hollenzwand in typische Kalkglimmerschiefer der Schistes lustrés-Formation übergehen. Im ersten Hochstegenkalkzug vollzieht sich auch ein allmählicher Uebergang in Schistes lustrés, als deren Vertreter die Gesteine des oberen Grenzniveaus anzusehen sind. Es muss aber auch noch ein grosser Teil der liegenden Hauptmasse zum Lias geschlagen werden, der oft überaus deutlich die Entwicklung der westalpinen Lias-Tafelkalke zeigt.

Die Grenze Trias/Lias liegt so innerhalb der Hauptmasse des Hochstegenkalkes selbst. Sie kann aber in ihrer Höhe nicht genau festgelegt werden, da sie nicht durch einen markanten Facieswechsel charakterisiert ist.

Steinmanns Altersdatierung des Hochstegenkalkes als Tithon, anhand von Vergleichen mit dem Sulzfluhkalk Bündens, ist hinfällig, da der Hochstegenkalk entgegen seiner Meinung doch dolomitische Lagen enthält, ferner weil durch Bitumen dunkelgefärbte Partien des Kalkes an gewissen Orten sogar vorwiegen und weil, wie in unserem Gebiet sehr schön zu beobachten ist, sehr klare Uebergänge vom Hochstegenkalk in die Schistes lustrés des Lias existieren, sodass nur mehr das liasische und noch höhere Alter des Hochstegenkalkes diskutiert werden kann.

C. Das Baumaterial der Schuppenzone über der Venedigereinheit.

1. Die kristallinen Gesteinsserien.

Wir erkennen zwei grössere, voneinander unabhängige kristalline Gesteinszüge. Der südliche zieht von Astegg über Hollenzberg - Gaiskopf - P. 2270 - Schwarzach Bühel - Schönbichl - Breite Scharte; also durch das ganze Gebiet durch. Der nördliche streicht aus dem Astegger Tälchen nördlich der Kotahorn-Alm durch und hinüber bis ins Schönachtal. Zwischen Gmünd und Gerlos zweigt davon das Kristallin der rechten Gerlostal-seite ab. Eine Sonderstellung nimmt schliesslich das Kristallin auf der Rettelwand ein.

a) *Erster kristalliner Zug der Schuppenzone
über der Venedigereinheit.* *Schönacht*

Dieses Kristallin ist rein sedimentärer Abkunft. Im Westen des Schönachtales liegt es in wenig mächtigen Linsenzügen im unteren Teil der Schistes lustrés-Formation. In der gleichen Lage bildet es zwischen Schönachtal und Krimml einen mächtigen Gesteinskomplex. Einzig hier ist auch eine Unterteilung in einen basalen graphitischen und in einen obern grünen Horizont ersichtlich. Die basale Partié erreicht nur noch spurenweise, 2 m mächtig, die linke Seite des Wildgerlostales in der Brandrinne, während sie nördlich des Farmbichl eine mächtige und auch morphologisch auffällige Entwicklung hat. Schon von Krimml aus sind die dunklen Felspartien sichtbar. Zudem verdanken der Blaubachgraben und auch der Innere und der Aeusere Blaue Graben auf der anderen Flanke diesem Kristallin ihren Namen. Sie fördern enorme, bläulich glänzende Schuttmassen zu Tale.

Die dunklen Gesteine sind: mehr oder weniger graphitische Arkosegneise, Quarzite und Phyllite in regelloser Wechsellagerung. Sie sind wenig widerstandsfähig gegen die Erosion, da sie einen sehr schlechten inneren Zusammenhang haben und auseinander bröckeln. Die Dünnschliffuntersuchung zeigt, dass Arkosegneise vorwiegen, die in feldspatführende Quarzite übergehen.

Im mikroskopischen Bild sehen wir, dass wenig Sericit und Chlorit mit Graphit in Lagen angereichert sind. Das Mengenverhältnis von Quarz und Feldspat kann stark variieren. Albit-Oligoklas, z. T. Schachbrettalbit, zeigt Tendenz zu porphyroklastischer Ausbildung. Zurück treten Mikroklin, Perthit und Orthoklas. Nebengemengteile: Apatit, Erz, Zirkon, Rutil. Die Karbonatführung ist zum Teil beträchtlich. Der Quarz ist selten kristallisationsschieferig. Sehr ausgeprägt ist seine intensive Kataklyse, undulöse Auslöschung, Böhmsche Streifung und Rissbildung.

Der obere Teil des Kristallins unterscheidet sich vom unteren rein petrographisch durch das Fehlen von kohligter Substanz, zudem hat es eine etwas grössere Festigkeit. Der sedimentäre Charakter dieser meist grünlichen, auch oft weisslich-grauen Arkosegneise, Sericitquarzite und Glim-

merschiefer variiert sehr stark innerhalb dieser Typen. Die Arkosegneise treten an Menge eher zurück. Ein intensiv grüner Quarzit von der Kreidenschlag-Alm führt Phlogopit.

Von charakteristischer, homogener, stumpf grüner Farbe, mit Hilfe welcher dieses Kristallin sich von allen übrigen unterscheidet, ist der Glimmerschiefer, der als einziger Bestandteil nach Westen zieht. Seine Ausbildung bleibt sich immer gleich, im Streichen wie auch im Querprofil.

Zu Sericit gesellt sich im Schlibfbild Chlorit. Zu gleichen Teilen tritt Quarz und Feldspat auf. Rundliche Albite, nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, sind buchtig umrandet. Nebengemengteile: reichlich Erz, gerollte Apatite und Calcit.

Eine schwächliche Linse dieses grünen Glimmerschiefers, der in die Schistes lustrés ob Schwarzach Bühel eingeschaltet ist, enthält einen Chloritoidquarzit. Der Chloritoid ist so fein, dass er kaum von blossem Auge wahrgenommen werden kann. Dieser Porphyroblast verteilt sich wirr über den ganzen Schliff. Dazu gesellt sich etwas Sericit in Fetzen. Die Grundmasse bildet granoblastischer Quarz von feinem Korn. Nebengemengteile: wenig Epidotkörnchen. Als Relikte finden sich einige Staurolithe, die randlich in Chloritoid umgewandelt sind. Sie belegen die Diaphtorese von der Meso- zur Epizone.

Für diesen helleren, grünlichen Teil des ersten kristallinen Zuges ist permisches, eventuell permokarbones Alter wahrscheinlich, und zwar spricht für diese Annahme die lithologische Natur und die Verknüpfung mit der graphitischen Serie, die ins Karbon zu stellen ist. Ein Vergleich dieser Gesteine mit graphitischen, silurischen Schichten der Grauwackenzone kommt nicht in Frage. Nach oben ist oft, so am Ellnerkögerl und P. 2270, ein Uebergang in triadische Sericitquarzite zu konstatieren.

b) Zweiter kristalliner Zug der Schuppenzone über der Venedigereinheit.

Der zweite kristalline Gesteinskomplex, der durchgehend vom ersten durch einen Schistes lustrés-Zug geschieden wird, ist in der Facies stark von jenem verschieden, sodass eine besondere Behandlung sich aufdrängt. Es handelt sich um die Fortsetzung jenes Gesteins, das Sander (119) im Tux als serici-

tischen grünlichen Porphyroid beschrieben und diesen Typus, Kaiserbrünnl genannt, auch noch am Dettensjoch festgestellt hat; wir fanden ihn auch noch bei Burgstall unter der Trias der Sauwand, von wo er in unser Gebiet hinüberzieht.

Einen Teil dieses Kristallins hat *Ohnesorge* auf Blatt Ratzenberg (100) als „lichtgrüne Sericitgrauwacke mit Orthoklas und Quarzkörnern“, „weisse Quarzkörnergrauwacke“ und „graue Kalktonschiefer und bunte Tonschiefer“ kartiert.

Auch dieses Kristallin ist feldgeologisch ebenfalls nur durch seine ganz spezifische Farbnuance sicher erkennbar. Die eigenartige, lichtgrüne Farbe von „Porphyroiden“, und der daraus hervorgehenden Quarzite und Phyllite, den Hauptbestandteilen, die in diesem Kristallin erdrückende Vormacht haben, ist, wie eine grosse Anzahl Dünnschliffe beweisen, lediglich auf einen hellen Glimmer zurückzuführen. Es ist der Phengit, der auch im Mikroskop einen leichten grünen Stich aufweist. Chlorit ist in keinem einzigen Schliff gesichtet worden. Auch die Feldspäte sind von weisser bis grauer Farbe, also relativ frisch.

Mit dem Drehtisch wurden Achsenwinkelbestimmungen dieses Glimmers durchgeführt. Sie ergaben in einem Fall für das gleiche Individuum zwei Werte $2v = 26^\circ$ und $2v = 36^\circ$, wegen undulöser Auslöschung, an einem andern Individuum $2v = 39^\circ$. Es sind dies relativ kleine Axenwinkel, welche die Optik des quarzreichen Sericites bestimmen. Schliff eines „Porphyroids“ von der Schäferswand.

Die eigentlichen „Porphyroide“, Gneistypen mit porphyrischer Struktur und Einsprenglingen von Quarz und Feldspat, treten als Zwischenlagen in Quarziten und Phylliten auf. Sie sind von beschränkter horizontaler Ausdehnung und auch nicht in allen Profilen ausgebildet. Im Wilden Bach sind z. B. drei getrennte „Porphyroidlagen“ übereinander nachweisbar, wogegen bei der Kotahorn-Alm und bei Burgstall keine solchen Typen des Kristallins erkennbar sind.

Das mikroskopische Bild vieler Gneisproben zeigt durchwegs eine porphyrische Struktur. Die Einsprenglinge, in wechselnden Mengenverhältnissen, erweisen sich als Albit-Oligoklas, Schachbrettalbit, Mikroklin und Orthoklas, zum andern Teil als Quarz. Die Grösse dieser Einsprenglinge variiert in ein und demselben Schliff sehr stark. Die maximale Grösse bleibt jedoch immer unter einem Millimeter. In der Grundmasse herr-

schen Quarz und Sericit (Phengit) in variierender Menge vor. Selten sind auch Feldspatkörner von mittlerem Durchmesser in der Zwischenmasse anzutreffen. Korngrösse der Grundmasse 0,03—0,08 mm. Apatit ist als Nebengemengteil recht häufig. In Bezug auf den Glimmer ist die Struktur kristallisationsschieferig. Er umfliesst in kurzen Schüppchen die Einsprenglinge. Die Quarze zeigen die Einwirkungen einer intensiven Kataklyse: undulöse Auslöschung, Böhmsche Streifung, Auflösung in Streifen usw. Auch die Feldspateinsprenglinge sind etwa zerbrochen und die Risse durch Quarz ausgeheilt. Strukturrelikte sind in den Schliffen nicht beobachtet worden, wegen der Metamorphose, die sie wohl verwischt haben mag.

Die Frage, ob es sich bei diesem „Porphyroid“ um ein Ortho- oder ein Paragestein handelt, ist recht schwierig zu entscheiden. Sie erfordert eingehende Studien.

Da im Felde die einzelnen Gneislagen sich nicht scharf gegen die sicheren Paragesteine abgrenzen lassen, da vielmehr ein allmählicher Uebergang zu diesen sich beobachten lässt — Schliffe belegen die Uebergänge zu feldspatführenden Quarziten und zu Glimmerschiefern — ist der Arkosegneischarakter der selben sehr wahrscheinlich. Diese Wahrscheinlichkeit, dass es sich im speziellen um das metamorphe Derivat von Quarzporphyren, Tuffen oder Quarzporphyerverwitterungsschutt handle, lässt sich mit genügend Argumenten belegen. Schon *Sander* (119) hat auf diese Möglichkeit der Abkunft hingewiesen und korrodierte Quarze aus seinen „Porphyroiden“ beschrieben.

Wie Vergleichstudien mit alpinen Quarzporphyren ergeben, zeigen diese etwas metamorphen Gesteine allgemein eine muskowitzreiche Grundmasse und Einsprenglinge (Quarz) recht verschiedener Grössen, die klastische Formen aufweisen. (Quarzporphyr aus dem Verrukano des Panixerpasses, verschiedene Quarzporphyre aus dem Gotthardmassiv und des Roffnaporphyr). Mit dem Glimmer der Grundmasse vergesellschaftet sich auch ein wenig Quarz von sehr feinem Korn. Alle diese Schliffbilder zeigen grosse Uebereinstimmung mit solchen unserer Gneistypen. Auch Handstücke des Quarzporphyrs vom Panixerpass z. B. sind gewissen unserer Sammlung zum Verwechseln ähnlich.

Nach der Durchsicht dieser Vergleichsschliffe fällt es uns nun leicht, viele Gesteine unserer Dünnschliffe als metamorphe

Quarzporphyre oder Quarzporphyrtuffe zu bezeichnen. Eines-teils zeigt sich sehr schön eine feinkörnige Grundmasse und als ältere Generation grobe Einsprenglinge, andernteils ist auch die Grundmasse so stark rekristallisiert und sind die Einsprenglinge derart klastisch beansprucht, dass der Uebergang von Grundmasse zu Einsprengling ganz kontinuierlich verläuft. In diesem Falle sind die beiden Kristallgenerationen des Quarzporphyrs nicht mehr auseinanderzuhalten. Dies schien uns vorerst für Arkosegneis zu sprechen. Korrodierte Quarze wurden recht selten beobachtet. Nur in je einem Schriff von der Schäferswand und von Königsleiten konnte ein solcher konstatiert werden. Wie die Vergleichsstudien gezeigt haben, kann diese Armut an korrodierten Quarzen aber nicht gegen die Abkunft von Quarzporphyren ins Feld geführt werden.

Nicht nur der Vergleich der Dünnschliffe, sondern auch das lagenweise Auftreten im Feld spricht dafür, dass es sich bei diesen Gneisen um Quarzporphyrdecken, eventuell Tuffe von beschränkter horizontaler Ausdehnung handelt. Im Felde lassen sich keine scharfen Grenzen gegen die sicheren Paragesteine feststellen. Diese Tatsache spricht dafür, dass es sehr wahrscheinlich Decken von Quarzporphyrtuffen sind. Zwischen den einzelnen Lagen ist wohl zum grössten Teil eigener Verwitterungsschutt abgelagert worden.

Dieses Material besteht zum grössten Teil aus Quarziten, z. T. feldspatführend, und Sericitphylliten, die oft ineinander übergehen und auch miteinander wechsellagern. Die grünen Sericitphyllite sehen von blossem Auge chloritischen Schiefen zum verwechseln ähnlich. Die Dünnschliffuntersuchung hat aber gezeigt, dass sie gar keinen Chlorit führen, sondern dass die grüne Farbe allein auf den phengitartigen Glimmer zurückzuführen ist. Die einzelnen Schüppchen dieses Glimmers sind ungemein fein. Kaum erkennbare kleine Quarzkörner sind dazwischen eingestreut. Nebengemengteile: Apatit und Erz. Am Felssporn 1240 unterhalb Gmünd wurden bis 1 cm lange Turmalinnädelchen in diesem Phyllit beobachtet. Es sind unzweifelhaft neugebildete Mineralien, also Porphyroblasten.

Unter den Quarziten sind leicht grünliche Ausbildungen weitaus vorherrschend. Diese Sericitquarzite (phengitartiger Sericit) leiten über zu ebenfalls recht häufig auftretenden Sericitschiefern. Es gibt aber auch da und dort rein weisse Quarzite,

die oft fuchsitartigen Glimmer führen. Dazu treten stellenweise auch dunkle graphitische Quarzite. Sie wechsellagern mit jenen am neuen Strassenaufschluss unterhalb Gmünd regellos, andernorts bilden sie auch selbständige kompakte Lagen. Streng parallel texturierte, normale Sericitquarzite von der Art der penninischen Triasquarzite finden sich als Abschluss der kristallinen Serie ob der Schäferswand.

Chloritoidschiefer sind in diesem Kristallin recht häufig gefunden worden. Sie treten als schwächliche Zwischenlagen in den Quarziten auf, so in Unter Bühel, auf Kotahorn (intensive Wechsellagerung von schwarzen und weissen Quarziten mit Chloritoidschiefern), im Gerlossteinbach auf Kote 1030 m, am Schönberger-Bach (siehe Fig. 3), auf der Ausserer Ertens-Alm, südlich der Ausserer Hütten (von daher stammen wohl die Gerölle, die *Cathrein* [24] beschrieben hat).

Die Chloritoidporphyroblasten sind zu Garben angeordnet und sind meist 0,5 mm lang, sodass sie schon von blossem Auge erkennbar sind. Nur am Schönberger Graben sind sie so fein (nur 0,1—0,2 mm lang), dass sie nur mit dem Mikroskop festgestellt werden können. Ein Schliff von der Kotahorn-Alm zeigt einige Relikte von Staurolith, die randlich in Chloritoid übergegangen sind (Diaphthorese). Mehr oder weniger reichlich tritt auch Chlorit und Sericit auf. Die Grundmasse wird vorwiegend von Quarz gebildet, der sehr feinkörnig ist (0,01 mm). Nebengemengteile: Turmalin und Apatit, auch etwa Erz.

Klebersberg (76) will diese Chloritoidquarzite von basischen Ergussgesteinen und deren Tuffen ableiten, während *Niggli* (96) viele Chloritoidschiefer als sichere Paragesteine von Tonschiefern bis Mergeln und von Tonsandsteinen herleitet. In unserem Falle sind es dünne, tonig-eisenschüssige Zwischenlagen in einer vorwiegend quarzitischen Sedimentmasse.

Mächtige Lagen kohligler Phyllite finden sich nördlich des Gerlosbaches, besonders schön in der Krumbachschlucht und auf der Larmach Alm. Die dunklen, wenig widerstandsfähigen, tafligen Schiefer brausen mit verdünnter Salzsäure, sind also kalkig. Kohlige Substanz verteilt sich wolkig über den ganzen Schliff. Die Grundmasse besteht aus Calcit. Der Quarzgehalt ist sehr gering. Wenig Sericit verleiht dem Schiefer einen seidigen Glanz. Nebengemengteil: Pyrit.

Aehnliche kohlige Phyllite gibt es nun auch in der Schistes lustrés-Formation. Weil sie sich aber hier auf der rechten Flanke des Gerlostal, als Einschaltung im Kristallin befinden und sich nicht mit den übrigen häufigen Gesteinstypen der Schistes lustrés, wie Kalkphylliten, Kalkglimmerschiefern, Ophiolithen, etc. vergesellschaften, gehören sie meines Erachtens in eine andere Formation.

Welch unruhiges Bild das Kristallin auf der rechten Flanke des Gerlostales im Detail offenbaren kann, zeigt beispielsweise sehr schön das Profil am Schönberger Graben (siehe Fig. 3, Seite 66).

Aus lithologischen Gründen und infolge der Verbandsverhältnisse ist permokarbones bis untertriadisches Alter dieses Kristallins wahrscheinlich. Die gneisigen Zwischenlagen sind wohl Quarzporphyr-Tuffe des Perms. Ein Vergleich mit den Porphyroiden der Grauwackenzone, der Blasseneckserie, kommt nicht in Frage. Diese Ergüsse, die als Caradoc datiert werden, sind analoge Bildungen aus einem frühern Zeitalter. Der Verband dieser Gesteine ist ein ganz anderer als in unserer kristallinen Zone, darum finden wir es nicht zweckmässig, für diese beiden verschieden alten Bildungen den gleichen Namen zu verwenden, wie dies *Sander* (119) vorgeschlagen hat.

Der südliche Ast dieses kristallinen Zuges spitzt nach Osten gegen die Schistes lustrés des Filzbaches aus. Er ist das letzte mal an der Sunderau Wand nachweisbar. Ein kleiner Rest in der Fortsetzung dieses Zuges mag wohl das Kristallin im Liegenden der Krimmler Trias darstellen (Fig. 5). Der nördliche Ast tritt im Westen zum ersten Male auf im Gerlosstein-Bach. Er hat seine Hauptentwicklung auf der rechten Seite des Gerlosbaches und zieht sich bis zum Gerlospass hin, wo er dann auskeilt. Triasvorkommnisse verursachen die Aufspaltung in zwei Teile.

c) *Das Kristallin der Rettelwand.*

Diese besondere kristalline Masse, die allerdings von sehr beschränkter Ausdehnung ist, war schon *Becke* und *Termier* bekannt. Sie figuriert in *Termiers* Rettelwandprofil als „Schistes de Werfen“? Wie aus diesem Profil ersichtlich ist, rechnet *Ter-*

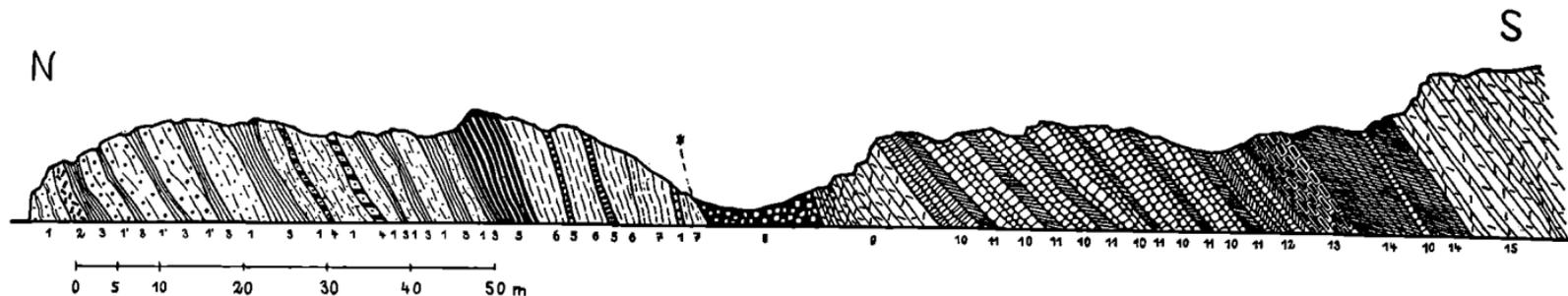


Fig. 3.

**Aufschluss an der Gerlosstrasse,
rechte Flanke des Schönbergergrabens.**

- 1 = Quarzit, hell, feinkörnig, glimmerig
- 1' = Quarzit, hell, grobkörnig
- 2 = Chloritoidschiefer
- 3 = Sericitschiefer, fahlgrün
- 4 = Quarzit, hellgrau, schwarz gebändert
- 5 = Quarzit, dunkelgrau

- 6 = Sericitschiefer, grün-blaug gestreift
- 7 = Quarzit, grün, glimmerreich
- 8 = Rauwacke, glimmerig, rot
- 9 = Dolomit, tafellig, weiss, braune Tonhäute
- 10 = Dolomit, tafellig, hellgrau, violettlich

- 11 = Dolomit, tafellig, dunkelgrau
- 12 = Dolomit, gebändert, violett-blaugrau
- 13 = Kalk, blau-schwarz, dünnbankig
- 14 = Dolomit, tafellig, schwarz, Tonhäute
- 15 = Dolomit, gelblich-weiß.

mier dieses Kristallin zur Grauwackenzone. Wir erachten es hingegen als zur Schuppenzone zwischen Venedigereinheit und Grauwackenzone gehörig. Schon *Becke* erkannte, dass dieses Kristallin eine selbständige Bildung darstellt und wir müssen ihm beipflichten, wenn er feststellt, dass diese sericitischen und tonigen Phyllite verschieden seien von denen des Gerlosales. In der Tat begrenzt ein Erosionsrand diese kristalline Masse nach allen Seiten.

Wiederum ist es die eigenartige grüne Farbe, die allein schon dieses Glied der Schuppenzone über der Venedigereinheit erkennen lässt. Das Gestein hat einen seidigweissen Schimmer und eine lichte grünlich-blaue Grundfarbe. Die Schieferungsflächen sind flaserig. Es ist durchgehend homogen, wittert oft blätterig ab und hat ein sehr feines Korn (0,1 mm).

Mineralbestand: Quarz, Albit-Oligoklas, Calcit, Sericit, Erz, Epidot und Apatit. Im Mikroskop ergibt sich das Bild eines feinen, tonig-kalkigen Sandsteines, der epimetamorph umgewandelt worden ist. Der Quarz ist kristallisationschieferig.

Die Verbreitung dieses einzigartigen Kristallins, dessen maximale Mächtigkeit etwa 200 m betragen mag, beschränkt sich auf das Plateau zwischen Rettelwand und Gerlossteinwand.

Ob dieses Kristallin als verkehrte Serie zur Rettelwandtrias gehört, liess sich nicht mit Sicherheit feststellen. Seine lithologische Natur macht aber auf jeden Fall permokarbones bis untertriadisches Alter sehr wahrscheinlich.

2. Die mesozoischen Gesteinsserien.

a) *Trias.*

Betrachten wir die Triasvorkommnisse dieser Zone auf der geologischen Karte, so sehen wir, dass sie nicht einzelne durchgehende Züge bilden, sondern dass es sich um voneinander unabhängige Linsen handelt. Die Felduntersuchung zeigt sehr deutlich, dass die Trias tektonisch in Linsen und Schollen zerrissen worden ist. Auch sind die verschiedenen Triasprofile oft tektonisch reduziert und in der Weise kompliziert, dass einzelne Glieder sich tektonisch wiederholen können. Wir sehen voraus, dass in einer enorm strapazierten Schuppenzone die Triasgesteine kaum mehr in normalem stratigraphischen Verband an-

zutreffen sind. Es ist leicht zu verstehen, dass die Basisquarzite der Trias beim Transport die Tendenz hatten, mit der permokarbonen kristallinen Serie zu gehen. Wir haben schon früher darauf hingewiesen, dass das obere Paläozoikum mit konstanter Facies in die untere Trias überleiten kann und dass sich triasquarzitähnliche Partien nur selten vom obern Perm abtrennen lassen.

In der Schuppenzone über der Venedigereinheit lassen sich drei Gruppen von Trias-Linsenzügen erkennen, nämlich ein Zug von Triasvorkommnissen, der in der Linie Rettelwand-Nesslingerwand gelegen ist, dann eine Reihe triadischer Linsen, die südlich dieser Linie vorkommen und endlich jene Triasschmitzen, die in das Kristallin auf der rechten Flanke des Gerlostales eingeschuppt sind.

a) Die meisten Triaslinsen der südlichen Zone sind Einschaltungen in Schistes lustrés. Kalkmarmore, Dolomite, Rauhacken und Dolomitbreccien setzen diese Linsen zusammen. Es handelt sich wohl in allen Fällen um verschleppte und stark reduzierte Reste. Gegenüber der Hochstegentrias ist die Mächtigkeit dieser Triasprofile sehr bescheiden. Sie variiert von wenigen Metern bis zu 50 und 100 m. Gegenüber der Hochstegentrias der Venedigereinheit besteht auch ein wesentlicher Unterschied in der faciiellen Ausbildung. Von hier kennen wir nämlich ausser grösseren Partien reiner Dolomite und ausser den charakteristischen Rauhacken auch tafelige Triasquarzite. Sericitquarzite dieser Tracht sind bekannt z. B. von der Trias zwischen Hochfeld und Gaiskopf, vom P. 2270 nördlich Torhelm und von der Kreidlschlag-Alm. Ueber den Quarziten folgen normalerweise plattige, graue Kalke und Marmore, die oft innig mit Dolomiten wechsellagern. Die Dolomite sind meist leicht kenntlich an der gelben Anwitterung und wegen ihrer dichten, kristallinen Struktur. Frisch sind sie hell, grünlich, weisslich, gelblich und auch etwa rötlich geflammt. Sehr häufig sind Rauhacken in diesen Triaslinsen zu finden. Diese rotbraunen, glimmerreichen Rauhacken sind nicht an einen bestimmten stratigraphischen Horizont gebunden. Sie wechsellagern z. B. in der Trias ob der Stinkmoosalm dreimal mit weissen Marmoren und grünlichen Glimmermarmoren. Auf der Schönberger Alm ist ersichtlich, wie aus Triasdolomiten liasische Dolomitbreccien hervorgehen. In der

Schuppenzone des Plattenkogel sind in den Schistes lustrés viele Triasschuppen enthalten, die zu klein sind, als dass sie auf der Karte hätten ausgeschieden werden können. Es würde zu weit führen, alle die einzelnen Triasslinsen für sich im Detail zu beschreiben. Es ist aber zu sagen, dass wohl nirgends ein völlig normales stratigraphisches Profil erhalten geblieben ist. Eine genauere Einteilung in Stufen ist nicht durchführbar. Einzig und allein das Werfenerniveau wäre abtrennbar. Eine Gliederung der kalkig-dolomitischen Trias nach dem ostalpinen Schema liess sich erst recht nicht durchführen. Die faciiellen Differenzen gegenüber der Hochstegentrias sind aber überaus deutlich. Die Zuweisung zur Trias ist durch die Ausbildung der Kalke und Dolomite und durch die Kombination mit Rauhwacken eindeutig gesichert. Diese Triasschuppen, die in der Schistes lustrés-Decke vorkommen, zeigen die normale facielle Entwicklung des schweizerischen Penninikums.

b) Altbekannt ist in der Literatur die Trias der Rettelwand, die *Becke* erstmals beschrieben hat. Das triadische Alter der Plattenkalke und Dolomite der Nesslingerwand hat *Diener* (37) sichergestellt. Es wurde auch schon verschiedentlich darauf hingewiesen, dass sich in der Gerlos noch andere Triasschollen in die Linie dieser beiden berühmten Vorkommen stellen. Alle diese Schollen wurden von den Deckentheoretikern zusammengehängt und sollten einerseits in die Tarntaler Trias hineinziehen und sich andererseits mit der Radstädter Trias verbinden. (Siehe Fig. 5, Seite 73.)

Die Felduntersuchung hat ergeben, dass es sich nicht um einen durchgehenden, einheitlichen Triaszug handelt, sondern es sind ähnlich wie in der südlichen Zone voneinander getrennte Linsen oder Schollen, wie ein Blick auf die Geologische (Taf. I) und Tektonische Karte (Taf. II) zeigt. Auch hier finden wir, trotz der stellenweise sehr mächtigen Triaskomplexe, keine normalen stratigraphischen Profile mehr erhalten. Der Grad der tektonischen Reduktion wechselt von Ort zu Ort ungemein rasch. Auch mag an gewissen Orten sogar eine Aufhäufung triadischer Schichtglieder stattgefunden haben, ohne dass dies sich streng beweisen lässt.

Die Triasvorkommnisse sind im Streichen derjenigen von der Sauwand, der Gschösswand und des Horbergbaches auf der linken Seite der Ziller gelegen. Sie setzen fort in die Trias von

Schwendau, vom Gerloskögerl-Arbiskögerl, von der Gerlossteinwand-Rettelwand, von Gerlosstein-Bach-Rinderschlag-Schönbergerbach-Grasegg, vom Gmünderbach-Riederbach-Krummbach, von der Larmach-Alm, vom Gerlospass-Nesslingerwand. Diese Triaslamellen befinden sich nicht streng im gleichen tektonischen Horizont, sondern sie scheinen bald höher, bald tiefer in ein Schuppenpaket eingeschaltet.

Schon früh haben die mächtigen Dolomit- und Kalkmassen der Nesslingerwand (Fig. 5, Prof. 2), welche das Obere Pinzgau abschliessen, das Interesse der Geologen erweckt und zum Studium der Krimmler Schichten angeregt. Seit *Löwl* (92) und *Diener* (37) ist die Dreiteilung der Nesslingerwand in die liegenden und hangenden Plattenkalke und in die Dolomite der mittleren Partie bekannt. *Diener* verdanken wir den Nachweis von *Diploporon* in den Plattenkalken. Auch *Neher* (95) Untersuchungen haben diese Unterteilung bestätigt. *Neher* glaubte aber annehmen zu müssen, dass der Plattenkalk tektonisch gedoppelt sei.

Prof. *R. Staub* hat mich auf einem Besuch in verdankenswerter Weise auf eminent wichtige Aufschlüsse im Liegenden der Krimmler Trias hingewiesen. Hinter dem Haus Schmid, an der Strasse von Vorder Krimml nach Krimml ist am Südrand der Krimmler Triasfelsen deren Basis in schönster Weise aufgeschlossen (siehe Fig. 4). Die triadische Schichtserie wird durch jenes grüne, porphyrische Kristallin unterteuft, das wir weiter im Westen massenhaft gefunden haben und das wir sehr wahrscheinlich als metamorphen Quarzporphyr resp. Quarzporphyruff auffassen müssen. Der Dünnschliff des Gesteins zeigt als Einsprenglinge nur Quarz. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig (0,03 mm).

Die Trias selbst beginnt mit weissen bis grauen Quarziten, die das *Werfener Niveau* darstellen. Sie sind zum grössten Teil massig, zeigen jedoch dünne, schieferige und spriessige Zwischenlagen, die zurückwittern. Der oberste Teil wittert rötlich an und ist tafelig ausgebildet.

Unter dem Mikroskop sehen wir das typische Bild eines feldspatreichen Psammites. Die grössten klastischen Gemengteile sind Albite (Schachbrettalbite, bis 2 mm Durchmesser). Der Quarz ist etwas feiner im Korn. Dazu kommt ganz feinschuppiger Sericit. Apatit ist recht häufig; etwas Pyrit ist vorhanden.

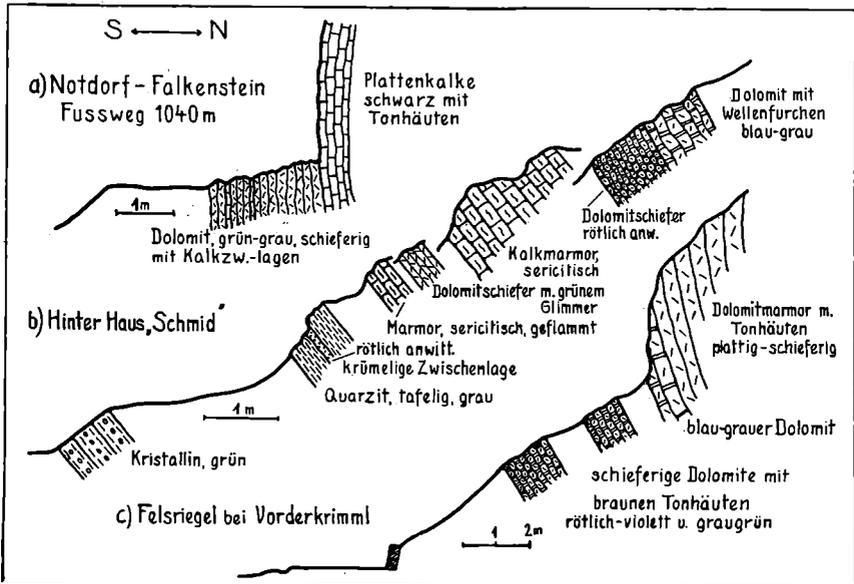


Fig. 4

Basis der Krimmler Trias

Das Anisien setzt mit einer Lage grauen, plattigen Kalkmarmors ein. Diese 40 cm Marmor sind, frisch angeschlagen, weiss, oft rötlich geflammt und zeigen auf den Schieferungsflächen weisse und gelbliche, gleissende Glimmerfetzchen. Darüber folgen an dieser Stelle gelb angewitterte Dolomitschiefer mit grünen bis braunen Tonhäuten auf den gestreckten Schieferungsflächen. Frisch sind diese Dolomite grau-grünlich und grau-bläulich.

Dann folgt wieder der graue, plattige Marmor der Basis und darüber finden wir rotangewitterte, sich Brettig absondernde Dolomitschiefer. Diese leiten über zu mehr massigeren Dolomiten von dunklerer, blaugrauer Farbe. Auch sie weisen wellig gefurchte, tonige Zwischenlagen auf, die braune bis violette und auch rötliche Farbe zeigen. Solche rote Dolomitschiefer sind es, die auf den Schutthalden gegen Vorder Krimml hin sich vorfinden.

Erst gegen Westen hin stellen sich die dunkeln Plattenkalke in grösserer Masse ein, die die Berger Wand aufbauen.

Sie scheinen aus den plattigen Marmoren hervorzugehen, die hinter dem Haus Schmid nur angedeutet sind. Am Fussweg Notdorf-Falkenstein (Fig. 4 a) ist im Liegenden der Plattenkalke Wechsellagerung dolomitischer und kalkiger Partien ebenfalls ausgebildet. Auch hier sind die Schichtflächen durch Tonhäute bedingt. Plattenkalke derselben Art, mit dem gleichen Grad der Marmorisierung, mit denselben Tonhäuten finden sich als isolierte Felsen weiter im Süden am Kitzbalfen in der Schistes lustrés-Zone, wohl als abgeschürfte Fetzen.

Der Felssporn bei Vorder Krimml (Fig. 5, Prof. 1) ist aus mehr oder weniger massigen, hellgrauen Dolomiten aufgebaut, die wirt von Klüften durchsetzt sind. Auf der Nordflanke werden hie und da Tonhäute konstatiert; der meist graue Dolomit ist hier oft bunt, grau und rötlichviolett oder grau und grünlich gebändert. Hier könnte möglicherweise das Raiblerniveau angedeutet sein.

Zwischen diesem Sporn und dem Röhrkopf zieht eine Mulde durch, die durch leicht verwitterbares Gestein, möglicherweise durch Rauhwacken, bedingt sein mag. Am Röhrkopf selbst stehen graue bankige Dolomite an. Am Nordfuss werden helle, z. T. grün und rot gebänderte Dolomite zu Strassenschotter ausgebeutet. Die verschiedensten Breccien werden beobachtet. Sie sind wohl tektonischer Entstehung. Es gibt helle Dolomitbreccien mit dunklem Dolomitbindemittel und umgekehrt.

In diesen Steinbrüchen wird blaugrüner Flusspat gefunden, der hier schon längst bekannt ist und von den Mineralienhändlern verkauft wird.

Auf der Nordseite der Salzach stehen im Talboden dunkle bankige und plattige Kalke und etwas sericitische Kalkschiefer an. Sie bilden das höchste Niveau der Krimmler Trias. Möglicherweise könnten diese oberen Plattenkalke die Rhätstufe oder sogar den Lias vertreten. Lithologisch gesichert sind nur die Werfenerstufe und das Anisien. Ladinien bis Norien dürfte wohl durch den nicht weiter gliederbaren Dolomitkomplex dargestellt werden. *Diener* wollte nur das Hauptdolomit-Niveau hier feststellen.

Ob die Trias auf der *Larmach-Alm* (Fig. 5, Prof. 3) die direkte Fortsetzung der Krimmler Trias ist, lässt sich nicht beweisen. Es ist möglich, dass sie eine selbständige Schuppe darstellt. Im Bachbett stehen auf Kote 1650 grüne Glimmermarmore

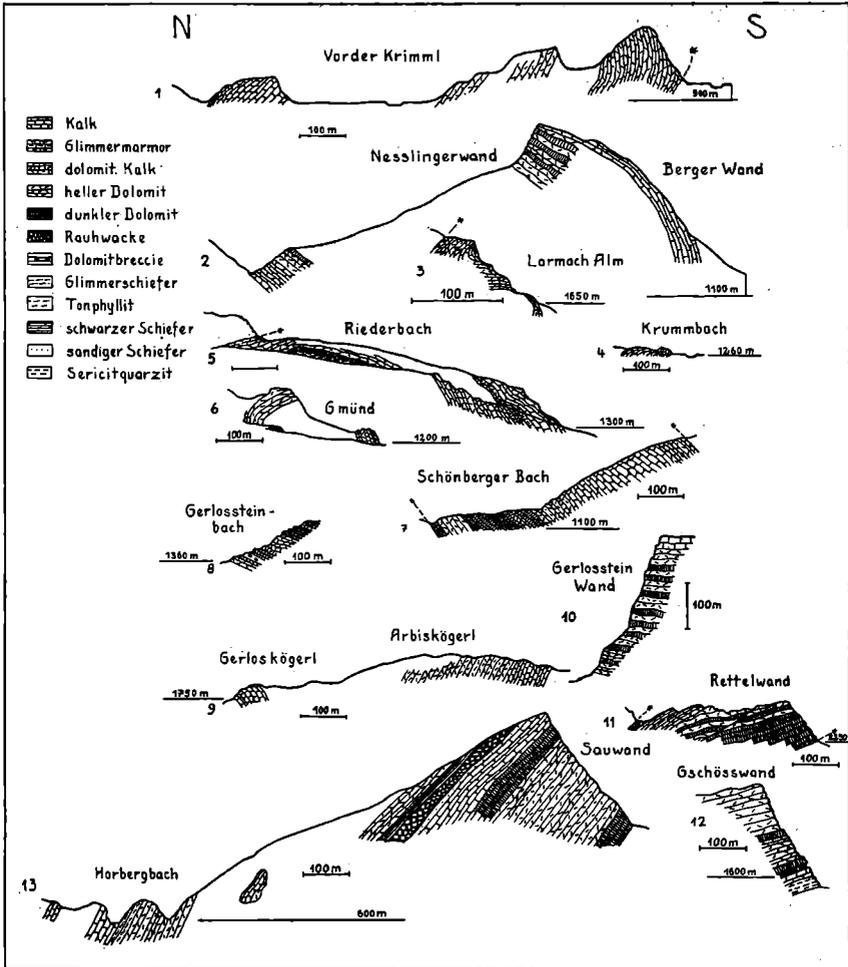


Fig. 5. Detailprofile durch die Triaszüge Krimml-Gschösswand.

an. Darüber folgt eine Wechsellage von hellblauen, plattigen, dolomitischen Kalken und dunkelblauen, bankigen, kalkigen Dolomiten. Ueber diesen Schichten liegt ein schieferiger Dolomit, der auf den Schieferungsflächen braune bis gelbe, zusammenhängende Tonhäute aufweist. Frisch ist der Dolomit blaugrau und hat rötlich-violette Flecken. Auf 1700 m Höhe stellt sich ein dunkler Plattenkalk ein, der in dolomitischen Kalk und hell-

blauen kalkigen Dolomit übergeht. Die oberste Lage bilden grau-grünliche dünnplattige Dolomite mit einzelnen braunen Tonhäuten. Diese Dolomite werden nach oben abgegrenzt durch eine etwa 30 cm mächtige Dolomitbreccie. Die Komponenten und die Grundmasse sind dolomitisch. Das Bindemittel ist zudem auch leicht tonig, sodass blaugraue Dolomitgerölle aus dem braunen Zement herauswittern. Die Gerölle erweisen sich als Dolomite der obersten Lage.

Dieses Profil zeigt mit dem von Krimml geringe Ähnlichkeit. Möglicherweise entsprechen die Glimmermarmore und Plattenkalke dem Anisien der Krimmler Trias.

Vor der Mündung des Krumbaches (Fig. 5, Prof. 4) stehen blaugraue, dolomitische Kalke und ganz wenig gelbe Dolomite an.

Im Riederbach (Fig. 5, Prof. 5) treffen wir eine gewölbeartig gelagerte Trias. Der Bach schliesst im Kern von Kote 1350 bis 1440 grüne Tonschiefer und glimmerreiche, braungrüne Rauhwaacke auf. Darüber legen sich blau und weiss gebänderte, glimmerige Marmore und Plattenkalke mit Tonhäuten, welche mit gelb angewitterten, graugrünlichen, schieferigen Dolomiten wechsellagern. Nach oben hin dominieren die Bändermarmore und Plattenkalke. Dazwischen ist eine Lage grüner Glimmermarmore ausgebildet.

Denselben grünlichen Glimmermarmor finden wir auch an der Basis dieses Triaszuges nördlich Gmünd (Fig. 5, Prof. 6). An den beiden Flanken des Bachbettes konstatieren wir intensive Wechsellagerung von gelblich-weissen Dolomiten, die oft blaue Streifen aufweisen, mit hellgrauen Kalken. Gelegentlich sind Tonhäute zu beobachten. Die Wechsellagerung kann so fein sein, dass im grauen Kalkmarmor die Dolomite als feine gelbe Linien herauswittern.

Die drei Aufschlüsse am Krumbach, am Rieder- und Gmünder-Bach liegen unzweifelhaft in derselben Triaslamelle. Das Profil vom Riederbach ist das vollständigste, im Vergleich zu den beiden andern. Weil nicht sicher zu entscheiden ist, ob hier eine normale oder verkehrte Schichtserie vorliegt, so ergeben sich für die stratigraphische Gliederung zwei Möglichkeiten.

Bei der Annahme normaler Lagerung könnten die grünen Phyllite im Kern des Gewölbes das Campierniveau ver-

treten, eventuell sind sie auch paläozoisch. Die glimmerige Rauhwaacke und die Wechsellagerung von Dolomiten und Kalken wären ins Anisien zu stellen. Im andern Falle dürften die Plattenkalke und die Dolomit-Kalk-Wechsellagerungen das Anisien, eventuell auch noch Ladinien vertreten und in den Rauhwaacken wäre das Raiblerniveau zu sehen.

Die nächste Triaslinse ist sehr schön am Schönberger Bach (Fig. 5, Prof. 7) zu studieren. Der unterste Teil, an der Strasse, ist in Fig. 3, Seite 66 dargestellt. Zutiefst steht glimmerige, rotbraune Rauhwaacke an, welche als Hohlkehle die Grenze gegen das liegende Kristallin markiert. Der Strassenaufschluss zeigt uns ein sehr unruhiges Bild heller und dunkler Dolomite, die mit Kalken wechsellagern, sodass die Trias hier gebändert erscheint. Nach dem Feldeindruck möchte man diese Gesteine dem Rhät zuweisen. Auf der linken Bachseite finden sich Kalke in reichlicherer Menge, wie auch weiter bachaufwärts. Die höheren Partien der Linse streichen weiter talaufwärts bis an die Strasse und es werden die bald helleren, bald dunkleren, grobkörnigen Marmore daselbst als Strassenschotter gebrochen. Die enorm grosse Masse der Marmore könnte wohl dem Lias zugerechnet werden. Diese Marmore werden, wie dies auch an der Strasse zu sehen ist, nach oben durch einen markanten Gesteins-Horizont abgegrenzt. In demselben wechsellagern die grauen, bänderigen Marmore mit bald gröberen, bald feineren, gelben, tonig-dolomitischen Schiefen. Auch das Bild entspricht einer Facies, die wohl am allerbesten wieder in das Rhät zu stellen ist.

Auch im Gerlossteinbach (Fig. 5, Prof. 8) zeigen die obersten 5 m des Triasprofils eine intensive Wechsellagerung von dunklen, plattigen Kalken und hellen, gelben, dolomitischen Schiefen. Im liegenden Komplex vollzieht sich die Wechsellagerung von dunklen, plattigen bis dünnbankigen Kalken mit ebenfalls dunklen Dolomiten in groben Lagen. Sie gehen allmählich ineinander über. In der untersten dunklen Dolomitlage finden sich wenig auseinander zwei Einstreuungen gelb angewitterter Dolomitbreccien. An der Basis des Profils kommen helle Dolomite vor; die gleichen, die am Schönberger Bach in Kontakt mit der Rauhwaacke treten. Dieses ganze Profil ist wohl in das Rhät zu stellen, wegen der dunklen Kalke und Dolomite und wegen deren typischen Vergesellschaftung. Die feineren

Dolomitlagen keilen oft als kurze Schmitzen aus. So fossilreich die Rhätstufe sonst ist, hier konnten keine Spuren von Fossilien gefunden werden. Hellweisse, marmorisierte Einschlüsse sind vielleicht auf solche zurückzuführen.

Die Kalke und Dolomite der R e t t e l w a n d bilden mit der Gerlossteinwand ein und dieselbe Schichtplatte. Ein direkter Zusammenhang mit der Trias des Arbiskögerl und Gerloskögerl besteht aber nicht mehr. Auf eine Distanz von ca. 30 m besteht ein Unterbruch. Diese Trias bildet ganz respektable Massen, unter andern bildet sie eine markante Wand, die Gerlossteinwand, zwischen Ziller- und Gerlostal. Schon auf der Karte von *Peters* (110) finden wir diese Formation als Dactyloporenkalk ausgeschieden.

An der Basis der R e t t e l w a n d (Fig. 5, Prof. 11) liegen gutgebankte bis plattige, lagenweise grau und gelb anwitternde Dolomite. Im frischen Bruch sind die dichten Dolomite dunkelgrau bis schwärzlich und fein gebändert. Sericitschüppchen liegen auf den Schichtflächen hingestreut. Die Dolomite werden nach oben grobbankiger. Dieser Hauptkomplex geht nach oben wiederum in hell und dunkel gebänderte kalkige Dolomite über, die plattig sind und Sericit führen. Sie wechsellagern intensiv mit dunklen, ebenfalls plattigen Kalken und Dolomiten. Die oberen Plattenkalke sind leicht tonig und sie führen auch eine grünliche Schieferzwischenlage. Einzig in der Lücke auf der Südost-Seite des Hochfeldes ist ein Rauhwackehorizont aufgeschlossen. Bei Annahme verkehrter Lagerung könnten diese Rauhwacken den Uebergang zu dem hangenden Rettelwandkristallin vermitteln, dessen benachbarte Partien dann als untertriadisch aufgefasst werden könnten. Die Rauhwacke, die Kalke und Dolomite wären als Anisien anzusehen. Bei normaler Lagerung würde sich wahrscheinlich das Rhät hier vorfinden.

Die Gerlossteinwand (Fig. 5, Prof. 10) zeigt eine bänderige Struktur. Dunkle, dichte, dünbankige bis schieferige Dolomite mit Tonhäuten wechseln ab mit hellgelben und hellgrauen Dolomithänten. Es wurden auch Dolomithbreccien gefunden, die scharfkantige, grau-grüne und rötliche Dolomithbrocken in der dolomitischen Füllmasse zeigen. Auf den Anwitterungsflächen kommt diese Breccienstruktur schön zum Ausdruck.

Am A r b i s k ö g e r l (Fig. 5, Prof. 9) liegt zutiefst eine Rauh- wacke, darüber folgen dunkle grobkörnige Plattenkalke, wie sie

genau gleich auch in der Krimmler Trias vorkommen. Weiterhin stehen hellgelbe und blaugraue Dolomite an. Am Gerloskögerl sind schliesslich noch feine Wechsellagen von Kalk und Dolomit zu studieren. Es werden gelbe Schmitzen von Dolomit im bänderigen Kalkmarmor beobachtet. Die Plattenkalke dürften wie bei Krimml ins Anisien zu stellen sein. Am Gerloskögerl ist mit Wahrscheinlichkeit das Rhät zu erkennen.

Ein Felskopf im Wald ob Thurn besteht aus hellem splittrigem Dolomit.

Zwischen Ramsau und Unter Bühel steht ebenfalls im Wald drin ein Felskopf aus dunklen, plattigen Kalken, an. Am Nordende gehen sie in eine Dolomit-Stengelbreccie über. Die Komponenten sind kleine graue Dolomite, das Bindemittel ist sericitischer Kalk.

Auch die drei Triasschollen auf der andern Seite des Zillertales sind wieder stark voneinander verschieden. Zu unterst an der Sauwand (Fig. 5, Prof. 13) stehen schwarze, dichte Dolomite an. Nach oben werden sie dunkelgrau und grau-grünlich, auch dünnbankig und splitterig. Es folgen wirr geaderte, dunkelgraue und weisse Dolomite. Im Bach unter P. 1252 sind braune, sandige Schiefer und Rauhwaacke angeschnitten. Dann folgt über schwarzen Schiefen nochmals eine helle Wand schieferiger Dolomite, die von dunklen Kalken überlagert werden.

Eine andere Gliederung weist die Trias der Gschösswand (Fig. 5, Prof. 12) auf. An der Basis der Wand stehen auf Alm 1588 grüne, sericitische Quarzite an. An ihrer oberen Grenze enthalten sie graue Marmorbänder und -Schmitzen. Als zweiter Horizont geht daraus eine Lage grauer bis brauner Schiefermarmore mit Sericit hervor. Darüber folgen gelbe Dolomitschiefer mit braunen Tonhäuten, dann schwarze Dolomite mit Tonhäuten, plattig bis schieferig, darauf massigere, blaugraue Dolomite, schwarze, taflige Kalke und kalkige Dolomite mit kugeligen Calcitkonkretionen. Die obere Hälfte der Triaswand wird aufgebaut aus massigen, hellgrauen Dolomiten. Hier dürften wohl das Werfenien, Anisien und Ladinien entwickelt sein.

Bei den prachtvollen Wasserfällen des Horbergbaches (Fig. 5, Prof. 13) bei Mühlen stehen helle, blaugraue und rötlich-violette Dolomite mit Tonhäuten von brauner und grünlicher Farbe an. In den obersten Teil dieses Dolomites sind

dunkle, schieferige Kalke mit feinen Tonlagen und grüne Tonschiefer eingeschaltet. Sie vermitteln den Uebergang zu schwarzen, tonigen Kalkschiefern und grünlichen Glimmermarmoren.

Die Triasvorkommen von der Rettelwand bis zur Larmachalm entsprechen in ihrer Facies am ehesten der hochpeninischen Trias Graubündens. Die Gliederung entspricht weder genau jener der Tarntaler Trias noch jener der Radstädter Tauern. Es sind starke Anklänge an die ostalpine Facies zu konstatieren. Nach *Staub* (160) ist dies ein typisches Merkmal der Matreier Zone. Lithologisch scheint in diesen Triaslamellen deutlich das Anisien und das Rhétien ausgeprägt zu sein.

Eine Sonderstellung nimmt die Krimmler Trias ein. Sie weist recht bedeutende Abweichungen gegenüber den andern, in dieser Linie gelegenen Triaslamellen auf, sowohl in Bezug auf ihre lithologische Gliederung als auch in Bezug auf ihre Mächtigkeit. Vergleichen wir ihr Profil z. B. mit dem der Rettelwandtrias:

	<i>Rettelwand-Trias</i>	<i>Krimmler Trias</i>
oben		Plattenkalk
		Dolomit bunt
	Rauhwacke	Dolomit grau
	Plattenkalk	Dolomit bunt, mit Tonhäuten
	Dolomit mit Kalk	Plattenkalk mit Dolomitschiefer
	wechsellagernd	wechsellagernd
unten	Dolomit grau	Triasquarzit
	Gesamtmächtigkeit:	
	zirka 250 m	zirka 800 m

Schon die grosse Mächtigkeit der Krimmler Trias fällt ganz aus dem Rahmen der Trias der Matreierzone heraus. Nach *Staub* (160) erinnert ihre Facies, besonders ihre Basis mit den Quarziten, an die Ortler Trias. Wir dürfen daher wohl in der Krimmler Trias ein *grisonides* Element erblicken, einen Abkömmling jenes relativ schmalen Streifens, der nach *Staub* hier mittelostalpin sein könnte und den Uebergang zum Oberostalpin vermittelt. Aus dieser Uebergangszone dürfte auch die Gschösswandtrias stammen.

Die von *Pia* (111) bestimmte *Physoporella pauciforata* Gumbel spec. aus den Plattenkalken von Krimml wird

von ihm als Muschelkalkfossil erachtet, was unsere lithologische Stufeneinteilung stützt.

c) Auf der Nordflanke des Gerlostales sind viele kleine Triaslamellen vorhanden. Sie bestehen aus Sericitquarzen, Dolomiten, Marmoren und Rauhwacken und zeigen keine interessante Gliederung. In der Facies entsprechen sie den südlichen Triasvorkommnissen und die einzelnen Gesteinstypen stimmen vollkommen mit jenen überein.

b) 'Lias.

(Arley's)

Den Schistes lustrés-Zug von Mayrhofen, der über Astegg und unter der Rettelwand durchzieht, hat *Termier* (168) erstmals als nachtriadisch erkannt und mit den entsprechenden Formationen der Westalpen verglichen. Vor ihm hat *Becke* (13) diesen Gesteinszug als Obere Schieferhülle beschrieben. Es handelt sich um diejenigen Gesteine, die für die penninische Facies des Lias so bezeichnend sind und die auch als Bündnerschiefer, Calcescisti, Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllitformation bekannt sind. Die Einschaltung von Ophiolithen ist für sie charakteristisch. Die am Tauernwestende so mächtige Formation quert das Zillertal nur als schmale Lage. Die leicht verwitterbare Zone, die dunkles, schwarzes Erdreich liefert und darum sich auch auf den Almwiesen in Anrissen zu erkennen gibt, zieht von der Laberg-Alm zur Schönberger Hochalm, Alm Tödtengruben, über Schwarzach Bühel zum Arbis-kögerl und in die Brandrinne, wo sie auskeilt. Die Mächtigkeit ist relativ gering und stark wechselnd, z. T. wegen tektonischer Störung, Schuppung, nämlich 400 m bis 1200 m.

Ein zweiter Schistes lustrés-Zug scheint den ersten in der Gerlos drin abzulösen. Er setzt auf der Auerschlag-Alm ein, ist im Filzbach schön aufgeschlossen und baut den Plattenkogel und die Gerlosplatte auf. Hier, am mächtigsten Profil, ist wegen häufiger Kristallin- und Triaslamellen die tektonische Komplikation offenbar. Im Profil unter dem Rabenkopf hat *Nehrer* die Fortsetzung dieses Zuges nach Osten feststellen können.

Die Verfolgung und der sichere Nachweis der Schisteslustrés-Formation von Mayrhofen nach Osten ist von allergrösster Wichtigkeit. Sie widerlegt *Bobek* (22), der sagt: „Das Kalkphyll-

litgebiet endigt im Penkenprofil“; und alle jene, die behaupten, dass die Obere Schieferhülle in unserem Gebiet auskeile und daraus bedeutende theoretische Folgerungen ableiten.

Der stratigraphisch wichtigste Bestandteil unserer Schistes lustrés-Formation sind die Liasbreccien, weil sie das nachtriadische Alter dieser Kalkphyllit- und Kalkglimmerschiefer-Formation beweisen. Solche Breccien befinden sich auf der La-berg Alm, der Schönberger Alm, im Wilden Bach und in der Brandrinne an der Basis der Schichtserie. Im Wilden Bach lassen sich mehrere Geröllagen übereinander feststellen, die bald gröber, bald feiner sind. Auch in der Mitte des Profiles ist nochmals ein Breccienhorizont vorhanden, der vielleicht durch Schuppung an diese Stelle gelangt ist. Als Komponenten sind graue und gelbe Dolomite zu beobachten, die nur triadischen Ursprungs sein können. Das Bindemittel ist dunkler, sandiger, glimmeriger Kalk. Wegen der Metamorphose ist diese Liasbreccie meist als Stengelbreccie zu bezeichnen. Diese Dolomitbreccien sind es auch, die auf die orogene Facies der gesamten Schistes lustrés-Formation hindeuten.

Die Kalkglimmerschiefer überwiegen an Masse alle anderen Gesteinstypen. Sie zeigen das gewohnte Bild des Hauptbündnerschiefertyps und die charakteristische Anwitterung. Ein Kalkglimmerschiefer aus dem Wilden Bach lässt z. B. unter dem Mikroskop als Hauptgemengteil Calcit, grob kristallin, erkennen, dann Quarz, wenig Albit, Sericit und kohlige Substanz, die als Schlieren den Schliff durchziehen, und recht viel Pyrit.

Eine gewisse Abart dieser Kalkglimmerschiefer zeichnet sich aus durch kugelige Anhäufungen des dunklen Pigmentes, sodass das Gestein gesprenkelt erscheint. Auf den ersten Blick möchte man meinen, dieses Gestein, wie es z. B. in der Brandrinne vorkommt, sei fein brecciös, weil diese Ansammlungen 1 bis mehrere mm im Durchmesser erreichen. (Analoge zu den „Tüpfelschiefern“ Bündens?)

Die Tendenz zu quarzitischer Ausbildung ist sehr ausgeprägt. Es existieren alle Uebergangsglieder von den normalen Kalkglimmerschiefern zu grauen, dichten Quarziten. Dies ist auf der Schönberger Alm besonders schön zu studieren, denn die Anwitterung hat die feinsten Unterschiede herauspräpariert.

Ein Karbonatquarzit vom Arbiskögerl führt als Hauptgemengteil ausser Quarz und Calcit auch recht viel Feld-

spat. Albit herrscht vor, Mikroklin ist nur selten zu beobachten. Sericit und Graphit sind die übrigen Gemengteile. Im frischen Bruch erscheint das Gestein gesprenkelt wegen der bis 1 mm grossen Feldspateinsprenglinge, die dunkelgrau sind. Sie beweisen die Einschwemmung kristallinen Verwitterungsschuttes in die Geosynklinale. Quarz und Feldspäte sind sehr schön gerundet.

Grössere Massen von Karbonatquarziten sind nördlich des Durlassbodens entwickelt. Ihre Zuordnung zur Schistes lustrés-Formation ist insofern erschwert, weil diese kompakte Gesteinsmasse sich nicht mit den übrigen Gesteinstypen aus dieser Zone vergesellschaftet und weil sich auch keine Ophiolithe nachweisen liessen. Wie die Anwitterung zeigt, ist dieses Gestein meist sehr quarzreich. Der Quarz ist von regelmässigem und feinem Korn (0,1 mm) und nur die Zwickel sind durch Calcit ausgefüllt. Zu etwas Sericit gesellt sich auch Biotit in Spuren. Die Schieferungsflächen sind oft eigenartig gerillt, sodass das graue Gestein, das braun anwittert, stengelig aussieht.

Die Differenzierung der Kalkglimmerschiefer kann auch zu mehr kalkigen Gliedern führen, zu Kalkphylliten, zu Plattenkalke und auch zu Marmoren. Kalkphyllite und Plattenkalke finden wir in jedem Profil, besonders mächtig im Filzbach. Dort gehen die grauen Plattenkalke in weisse, grobkörnige Marmore über. Glimmerige Marmore finden sich bei Holzen.

Kleinere Einschaltungen von graphitischen Phylliten und Quarziten sind oft zu beobachten. Sie sehen genau gleich aus wie die entsprechenden Gesteine aus dem Karbon und nur wegen des Gesteinsverbandes ist ihre stratigraphische Zuordnung zum Lias möglich.

Bleser (19) hat die grosse Masse der Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite im Tarntaler Sektor in fünf Zonen zu unterteilen vermocht. Auch in unserem Gebiet ist eine Unterteilung dieser ungleich kleineren Massen durch Trias- und Kristallin-Lamellen gegeben, so ist z. B. eine Dreiteilung auf der Schönberger Alm konstatierbar. Die primäre Mächtigkeit dieser Schichtserie mag darum wohl kaum einige hundert Meter erreicht haben. Sie stimmt auch dadurch mit den liasischen Sedimentserien der penninischen Geosynklinalräume überein.

Die Liasbreccien vor allem belegen den orogenen Charakter der Sedimentation. Die sich heraushebenden Geantiklinalinselnzüge des penninischen Raumes lieferten vorerst hauptsächlich Triasgerölle. Späterhin wurde dann auch der prätriadische Untergrund aufgearbeitet, sodass auch kristallines Material zur Einschwemmung gelangte (sehr schön gerollte Albite und Quarze am Arbiskögerl). Die Ablagerung konnte dadurch auch stellenweise ganz sandig werden.

c) Die ophiolithischen Gesteine.

Die Ophiolithe galten von jeher als typische Bestandteile der Schieferhülle der Hohen Tauern. Sie treten, wie dies schon *Becke* (13) beobachtete, besonders in der oberen Stufe derselben auf. Auch in unserem Gebiet sind die Grüngesteine an die Schistes lustrés-Formation gebunden, in welcher sie als Linsen vorkommen.

Eine Sonderstellung nehmen die ophiolithischen Gesteine ein, die in die permokarbone Schichtserie der Venedigereinheit eingeschaltet sind. Sie sind wesentlich älter als jene und wahrscheinlich karbonisch. *Dünner* (40) hat bereits eine solche ältere Ophiolithsippe am Westende der Hohen Tauern aufgefunden.

Als junge, alpine Ophiolithe wurden im behandelten Gebiete Serpentine, Amphibolite und Prasinite gefunden.

In der Wand ob Hollenzen steht eine ca. 50 m mächtige Serpentinlinse an. Der Serpentin ist intensiv tektonisch beansprucht und durch und durch in Linsen aufgelöst. Zwei Stollen sind in den Berg getrieben worden, um den Asbest, der sich als weisser Belag auf den Schieferungsflächen befindet, auszubeuten. Gegenwärtig ist dieses Asbestwerk ausser Betrieb.

Der Kontakt gegen den liegenden Kalkglimmerschiefer ist durch ein Bächlein blosgelegt. Als randliches Differentiationsprodukt treten Strahlsteinschiefer, in Linsen von ca. 10 cm Dicke auf. Ein Gestein von gegen 10 cm Breite trennt den Ophiolith vom normalen Bündnerschiefer. Sein Mineralbestand ist: Epidot, Albit, Strahlstein, Chlorit, Calcit, Quarz und Apatit, Turmalin. Typische Hitzekontaktminerale sind auch in Relikten nicht erkennbar, sodass es sich bei der Bildung dieses Strahlstein-Epidot-Albitfelses sehr wahrscheinlich um Stoffvermischung durch Diffusion handelt.

Eine zweite, nur einige Meter dicke Serpentinlinse, die auf der Alm Tödtengruben in kohligen Phylliten nahe von Triaschuppen liegt, ist wegen der rostroten Anwitterung auf Distanz sichtbar.

Amphibolite sind in der Schuppenzone des Plattenkogels zwischen Innerer Finsterer Rinne und Halsrinne aufgeschlossen. Sie führen sehr viel Epidot und Calcit, als Plagioklas sauren Oligoklas-Albit und strahlsteinartige Hornblende. Sie zeigen eine intensive Lamination. Aus diesen vier Gründen müssen wir sie als Epi-Amphibolite bezeichnen. Auch aus dem Oberhalbstein (Fallerfurka) sind solche Hornblendeprasinite durch *Staub* bekannt geworden. Der Strahlstein besitzt häufig einen Kern von brauner Hornblende. Auch der Klinozoisit ist zonar struiert mit einem eisenreichen Kern von Epidot. Diese beiden zonar struierten Mineralien belegen die Diaphthoresis. Weitere Gemengteile sind Chlorit, Calcit und Pyrit. Die Struktur ist nemato-granoblastisch, die Textur kristallisationsschieferig.

Die grössten Massen erreichen die Prasinite. Im Filzbach sind fünf solche Gesteinslagen ausgebildet. Sie sind auch häufig in den Schistes lustrés des Plattenkogels (Burgegg, Hahndl Hochalm, Kitzbalfen). Die feinkörnigen (0,03—0,05 mm), schieferigen oder lagigen Epidot-Chloritschiefer sind einheitlich grün oder aber grün-gelblichgrün-weiss gestreift. Mit Salzsäure brausen sie oft. Mineralbestand: Chlorit, Epidot, Albit, Calcit, Quarz, Turmalin, Apatit und Erz.

Die obere Grenze der ersten Prasinitlege im Filzbach erweist sich als eine messerscharfe Bewegungsfläche. Auf 15 cm Breite ist der Kalkphyllit in einen weissen, grobkörnigen Marmor umgewandelt. Es könnte sich hier aber auch um eine Kontaktwirkung handeln.

Die Kontakte der Ophiolithe gegen die Schistes lustrés sind aber in unserem Gebiet, wo sie sich beobachten lassen, fast durchwegs tektonischer Art.

d) Die Richbergkogelserie.

Eine nachtriadische Gesteinszone ganz eigener Prägung zieht über die rechtsseitigen Hänge des Gerlostales. Sie stellt eine in ihrem Charakter der Schistes lustrés-Facies recht nahe verwandte Sedimentserie dar. Sie nimmt aber durch ihre Po-

sition eine besondere Stellung ein, indem sie die normale penninische Serie der Tauern gegen die Grauwackenzone hin begrenzt.

Ohnesorge (98) hat zum ersten Mal ein Kalkphyllitgebiet auf der rechten Seite des Gerlostales erwähnt. Er hat diesen Kalkphyllitstreifen nördlich der Gerlos als etwas Besonderes von den Gesteinen der Grauwackenzone abgetrennt. Ein Teil dieser Formation ist denn auch auf Blatt Rattenberg (100) von *Ohnesorge* als „graue Kalktonschiefer und bunte Tonschiefer“ und als „Kalke und Dolomite in vorhergehender Gruppe“ vom Gerlospass bis zur Nöckeltal Alm kartiert worden. Eine eingehendere Beschreibung dieser Schichten hat *Ohnesorge* aber leider nirgends gegeben.

Auch *Hammer* (57) hat diese Zone einmal kurz begangen und er schreibt dazu: „Weitere Begehungen betrafen die Zone der Kalkphyllite und sandigen Kalklagen, welche dem Südrand des Quarzphyllites nördlich der Gerlos entlang vom Gerlospass an westlich verläuft, und die anschliessenden mächtigen Orthoklas- und Quarzkörnergauwacken. Die Kalktonphyllite fallen sehr steil gegen den Quarzphyllit ein, der randlich zu schwärzlichem Mylonitschiefer verarbeitet ist.“

Die Richbergkogelserie stellt vom Gerlospass bis hinüber nach Schwaiger das direkte Hangende des Kristallins auf der rechten Flanke des Gerlostales dar, ohne dass sich eine triadische Gesteinsfolge dazwischenschaltet. Der Kontakt erweist sich als Schubfläche.

Diese Sedimentserie, die sehr gut, was facielle Ausbildung und tektonische Lage betrifft, dem Flyschkomplex der Tarntaler Berge, wie ihn *Staub* (151) und *Bleser* (19) beschrieben haben, und der „Flyschzone“ *Hottingers* (72) im Unteren Pinzgau entspricht, lässt sich in unserem Gebiet aus dem unteren Teil des Gerlostal von Schwaiger bis hinüber auf den Gerlospass verfolgen. Auf Tafel IV sind die Profile, die sich durch diese Zone aufnehmen lassen, zusammengestellt. Die Breite dieser Serie schwankt beträchtlich. Am grössten ist sie am Richbergkogel unter dem Kreuzjoch (ca. 1000 m) und über der Larmachalm (300—500 m). Dazwischen geht im Krumbachtal die Mächtigkeit auf 0 m zurück. Der Grundriss dieser Vorkommnisse ist also typisch linsenförmig.

Eine recht bunte und in den verschiedenen Profilen stark wechselnde Gesteinsgesellschaft baut diese Richbergkogelserie

auf. Wichtig ist vor allem das Vorkommen von Breccien in dieser Serie. Sie sind von grosser stratigraphischer Bedeutung, weil sie auf lithologischem Wege einen wertvollen Hinweis bezüglich des Alters dieses fossilieeren Schichtkomplexes geben. Am Richbergkogel herrschen Breccien vor; sie sollen deshalb nach dieser Lokalität mit mächtigster Entwicklung als Richbergkogelbreccien benannt werden. Sie zeigen eine sehr stark wechselnde Ausbildung. Die Grundmasse variiert im selben Profil und im Streichen, indem aus einem Kalk ein toniger Kalk oder ein sandig-toniger Kalk hervorgeht. Die Grundmasse kann schliesslich auch rein glimmerig-sandig werden, ohne dass mehr Kalk vorhanden ist. Die Komponenten sind nur variabel in Bezug auf Häufigkeit und Grösse. Vereinzelte Gerölle finden sich oft in den Kalk eingestreut. Nach oben findet dann eine Anreicherung statt, und es kommt zur Bildung einzelner Gerölllagen, die in engerem oder in weiterem Abstand sich folgen.

Folgende charakteristische Typen der Breccie sind zu beschreiben:

1. Breccie mit einer Grundmasse aus blauem Kalk, der in charakteristischer Weise von rein weissen Calcitadern wirr durchsetzt wird, und wenigen locker verstreuten, hell- und dunkelgrauen Dolomiten, die hellgelb und braun anwittern. Grösse dieser Komponenten, die ausgewalzt sind, maximal bis 5,1 cm, meist aber kleiner.

2. Die Grundmasse ist ein weisser Marmor, der lagenweise grüne Glimmerhäute führt. Darin zeigen sich ausser grauen Dolomiten auch solche mit hellgelbbrauner Farbe.

3. Breccie mit einem sericitreichen Marmor als Grundmasse. Darin sind dicht gepackt stengelige Dolomitkomponenten von schwarzer Farbe. Länge derselben 2—3 cm und Durchmesser unter 0,5 cm. Deutlich klastische Formen. Dieses Gestein von der Königsleiten-Alm ist schieferig.

4. Die Grundmasse dieses Breccientyps ist mehr oder weniger stark sandig und tonig-kalkig. Der Durchmesser der Dolomiteinschlüsse ist meist klein, d. h. unter 1 cm. Sie sind als gelbe und blaue Flecken in dem Schiefer von vorwiegend brauner und grauer Farbe sichtbar. In dem Kalk der Grundmasse ist ausser Sericit auch reichlich Quarz vorhan-

den, wie das schon die Anwitterung zeigt. Im Dünnschliff ist zu sehen, dass die groben Sandkörner zu gleichen Teilen aus Quarz und Albit (Schachbrettalbit) bestehen.

5. Die Grundmasse ist sandig-glimmerig. Sie braust nicht mit verdünnter Salzsäure. Die Farbe ist grünlich-grau bis grünlichgelb mit dunklen Schlieren. Ausnahmsweise wittert hier die Grundmasse heraus und die Dolomiteinschlüsse werden herausgelöst. Die Textur ist schieferig. Diese Breccie kommt südlich des Isskogel vor.

Es ist nun die Frage zu diskutieren, ob die Dolomite dieser Breccien im Devon oder in der Trias zu beheimaten sind. Ist das triadische Alter der Dolomite gesichert, so müssen die Breccien nachtriadisch sein. Sind sie aber devonisch, so ist auch die Möglichkeit paläozoischen Alters vorhanden.

Das nächstgelegene Gebiet mit devonischen Dolomiten und dolomitischen Kalken ist die benachbarte nördliche Grauwackenzzone. Als Devon beschreibt *Klebensberg* (76) von da lichte, mehr oder weniger rötliche, graubraun anwitternde, dolomitische Kalke. *Ohnesorge* (103) charakterisiert den Schwazer Dolomit als gelblichweiss bis lichtgrau. *Aigner* (1) beschreibt vom Kitzbühler Horn grauen, dolomitischen Kalk, von Fieberbrunn grauen Kalk oder Dolomit. Wie wir aus der Literatur ersehen, fehlen scheinbar in der heutigen Grauwackenzzone gelbe Dolomite, wie sie in der Richbergkogelbreccie massenhaft vorkommen. Diese sind darum weit eher in der Trias zu beheimaten; denn in der alpinen Trias sind, wie bekannt, hell- und dunkelgraue und schwarze Dolomite, wie auch gelbe, sehr verbreitet.

Stellen wir unserer Richbergkogelbreccie die andern grob-orogenen Gesteine der Ostalpen gegenüber!

a) Das Rannachkonglomerat. Nach *Hammer* (53) liegen ausgewalzte Quarzgerölle in einer grobkörnigen Grundmasse von Quarz (mit Feldspat), die Sericit auf den Schieferungsflächen führt. Dieses Grundkonglomerat zeigt keine Ähnlichkeit mit unserer Breccie, die wie jenes, ebenfalls unter dem Quarzphyllit liegt.

b) Karbonkonglomerate. *Gaertner* (46) erwähnt Lyditkonglomerate.

c) Das Ennstaler Konglomerat beschreibt *Hammer* (55) aus der wahrscheinlich zum grössten Teil silurischen Gesteinsgruppe von Grauwackenschiefern und Kieselschiefern. Es

umfasst 1. Quarzkonglomerate, 2. Sericitschieferbreccien, 3. Kalkbreccien und -Konglomerate und 4. Konglomerate mit gemischter Geröllführung. Die Ennstaler Kalkflaserbreccien (No. 3) besitzen Einschlüsse eines gelblichweissen oder gelben, seltener gelbgrauen, ockergelb anwitternden dichten Kalkes in einem sericitreichen, grünlichgrauen Bindemittel. Dieses ist wohl, weil aus Grauwackenschiefern hervorgehend, auch noch quarzitisches. Ausser Kalk kommen in wechselnder Menge auch Quarzgerölle, Grauwackenschieferstückchen und lichte Sericitschieferstückchen vor. Die Kalkgerölle sind vererzt (Rohwand). Nach *Hammer* ist das Konglomerat älter als das Präbichlkonglomerat und jünger als Devon. Wegen der Verschiedenheit von Einschlussmaterial und Bindemasse kommt ein Vergleich mit unserer Breccie nicht in Frage.

d) Das Präbichlkonglomerat *Klebensberg* (76), *Schwinner* (129). Das Basiskonglomerat des Buntsandsteins, das über die alten Serien der nördlichen Grauwackenzone hinwegtransgrediert, hat ein rot-sandiges Bindemittel und die Komponenten repräsentieren bunte Kalke und Dolomite des Silurs und des Devons. Sowohl wegen der Zusammensetzung als auch wegen der Lagerung steht ein Vergleich mit der Richbergkogelbreccie ausser Diskussion.

e) Triasbreccien. In der alpinen Trias sind Dolomitbreccien sehr verbreitet. Im ostalpinen Faciesbereich gibt es Dolomitbreccien mit dolomitischer oder kalkiger Grundmasse in fast allen Stufen, häufig im Carnien, sehr viel im Hauptdolomit und im Rhät. Rhätbreccien werden von *Bleser* (19) aus den Tarntaler Bergen, von *Blattmann* (18) aus den Radstädter Tauern beschrieben. Die Rhätbreccien der Tarntaler Trias überlagern die andern Stufen im normalen Schichtverband und gehen seitlich in gewöhnliche Rhätschichten über. Wie bei uns treten Triasdolomite als Komponenten auf. Der schwarze Kalk der Grundmasse ist unserem blauen Kalk, der graphitische Häute hat, vergleichbar. Die basalen Lagen unserer Richbergkogelbreccie dürften daher in das Rhät gestellt werden.

f) Die Liasbreccien der Schistes lustrés-Formation zeigen gleichfalls eine gewisse Verwandtschaft mit den Richbergkogelbreccien. Deren Hauptkomponenten sind auch Triasdolomite. Die Grundmasse ist ebenfalls glimmeriger Kalk. Die Richbergkogelbreccie liegt aber ohne Zwischenschaltung einer

Trias auf dem Kristallin. Die Liasbreccienkomponenten werden nicht so fein wie diejenigen dieser Breccie, die auf wenige Millimeter zurückgehen. Das Bindemittel der Richbergkogelbreccie wird teilweise auch sehr stark sandig, d. h. quarz- und plagioklasführend. In den feineren Partien kann sogar kristallines Material als Komponente vorhanden sein. Im stark sandigen Charakter liegt ein gewichtiger Unterschied zu den gewöhnlichen Liasbreccien. Dessen ungeachtet kann natürlich der Lias auch vertreten sein.

g) Die *Schwarzeckbreccie* in den Radstädter Tauern stellt *Blattmann* (18) in den oberen Jura. *Staub* (151, p. 181) hat sie folgendermassen charakterisiert: „Die Schwarzeckbreccie ist eine groborogene, teils konglomeratische, teils brecciöse Bildung der Kreide, sie enthält, in kristallinen, glimmerigen Detritus eingebettet, gröbere und feinere Brocken und Gerölle von kristallinen Schiefen, von Trias- und Juragesteinen. Sie entspricht den mächtigen Kreidebreccien Bündens“. Sie kann auch unserer Breccie entsprechen, da sie Trias und Kristallin aufgearbeitet enthält und auch weil sie über Trias, Lias und Kristallin hinweggreift.

h) Die *Weisseneckbreccie* bezeichnet *Blattmann* (18) neuerdings als Weisseneckflysch, dessen Alter mit Unterkreide angegeben wird. *Staub* (151) hat sie als stratigraphisches Aequivalent der Schwarzeckbreccie aufgefasst. Auch mit dieser Bildung liegt also ein Vergleich auf der Hand.

i) Eine „*Flyschserie*“ beschreibt *Hottinger* (72) aus dem Unteren Pinzgau. Unsere feinkörnigen Breccientypen stimmen genau überein mit denen, die er gesammelt hat und welche im Zürcher Institut aufbewahrt werden. *Hottinger* hat allerdings keine so groben Fraktionen gefunden, wie jene, die mit den Richbergkogelserien vergesellschaftet sind.

k) Die *Dolomitbreccie* von Taxenbach hat nach *Hottinger* (72) grobe Dolomitkomponenten von mehreren Centimetern Grösse in einer kalkig-dolomitischen Grundmasse. Sie ist ohne nähere Beziehung zur Richbergkogelbreccie.

l) *Tarntaler Breccie*. *Bleser* (20) fand als höheres Niveau der Bündnerschiefer eine Flyschbreccie, die, wie seine Handstücke zeigen, sehr viel feiner als die Richbergkogelbreccie ist.

Staub (151) beschreibt folgende Tarntalerbreccie: Quarzitisch-casannaschieferiger Zement, darin Triasdolomite, Rhät- und Liaskalke. Der psammitisch-glimmerschieferige Zement stimmt nach der Beschreibung genau mit dem unserer Breccie südlich des Isskogels überein.

m) Die Saluverkreidebreccie der Errdecke Bündens, wie sie *Cornelius* (29) beschreibt, zeigt auch eine gewisse Aehnlichkeit mit der unsrigen. In derselben sind ausser Triasdolomit, Rhätmergel, Liaskalk und fraglichem Buntsandstein auch in beträchtlicher Menge kristalline Gesteine aufgearbeitet. An Einsprenglingsarten ist unsere Breccie dagegen viel ärmer.

n) Die Gosaubreccien mit Hauptdolomit, Wettersteinkalk und kristallinen Komponenten sind, was Facies und stratigraphische Stellung betrifft, unsern Breccien entsprechende Bildungen.

o) Die Bündnerflyschbreccien. In vielen dieser polygenen Breccien ist auch Triasdolomit penninisch-ostalpiner Facies häufig. Nach *Trümpy* (171) und *Cadisch* (23) stammt das Material wahrscheinlich aus der Margna- und aus der Falknisdecke. Auch diese Breccien sind der unseren recht gut vergleichbar.

Aus dieser, allerdings nicht vollständigen Aufzählung alpiner Breccien geht hervor, dass die paläozoischen Breccien der Grauwackenzone sich nicht an die Seite der Richbergkogelbreccie stellen lassen. Diese ist sicher mesozoisch und zeigt grosse Verwandtschaft zu mannigfachen Breccienbildungen, die vom Rhät bis hinauf ins Tertiär reichen.

Ausser dem blauen Kalk mit den weissen Calcitadern, der in die Breccien überleitet, und Marmoren findet sich auf der Larmach-Alm an der Basis der Serie ein blaugrauer Kalkschiefer, der braun anwittert. Er ist sandig, zeigt im Dünnschliff einige Echinodermenbruchstücke und feine Sericitschüppchen auf den Schieferungsflächen. Als Schuppe kommt dieses Gestein auch in höheren Niveaus vor, möglicherweise Rhät und Lias vertretend.

Schwarze Kalklagen sind auf der Ausser Ertens-Alm und südlich des Isskogels zu finden.

Ein schwarzer Kalkschiefer mit grünlichen tonigen Zwischenlagen ist auf dem Gerlospass zu finden (Oberliasähnlich).

Ein graugrünlischer Kalkschiefer aus dem Königsleiten-Bach sieht einem Hyänenmarmor Bündens zum verwechseln ähnlich. Die Dünnschliffuntersuchung auf Fossilien blieb erfolglos. Einschaltungen von reinen Marmorbänken sind untergeordnet.

Am Richbergkogel wechsellagern grüne, tonige Phyllite und Schiefer mit den Breccien. Eine wenig widerstandsfähige Serie stark veränderlicher Phyllite und Schiefer von beträchtlicher Mächtigkeit, die im Allgemeinen über den Breccien einsetzt, bilden eine Terrasse. In tiefen Gräben sind vorwiegend kalkig-tonige Phyllite aufgeschlossen. Es wechsellagern grünliche mit schwarzen Partien, die seltener sind. Der Kalkgehalt kann stellenweise stark zurücktreten. Dafür werden dann die in linsenförmigen Stücken abwitternden Schiefer stark sandig und glimmerig. Unter dem Mikroskop sehen wir ausser Quarz, recht viel Feldspat, Sericit, Calcit, Erz und Apatit, speziell eines grünlichen Schiefers, der gelblich anwittert. Es gibt auch kohlige Phyllite, die mit Salzsäure nicht mehr brausen.

Graue Tonphyllite und grüne Kalkglimmerschiefer repräsentieren die ganze Serie bei Schwaiger. Oft glaubte man, grosse glatte Flächen von intensiv grüner Farbe würden auf Serpentinlinsen hinweisen. Beim nähern Zusehen erwiesen sie sich aber als Rutschharnische. Ophiolithische Gesteine konnten nicht nachgewiesen werden.

Die grünen Phyllite, die unter der Salzachbrücke am Gerlospass anstehen, zeigen feine Bändchen aus blauem Kalk und aus weissem Marmor, ähnlich wie die Nivaiglsérie Bündens. Sicher eingeschuppt sind in die Serie kleinere Triaskalk- und Dolomitlinsen.

Ein grünlicher Kalkschiefer im Gerlossteinbach, unterhalb der Trias anstehend, dürfte wohl der letzte Ausläufer dieser Sedimentserie darstellen.

Nach der Beschreibung der verschiedenen Gesteinstypen wollen wir nun noch einige Profile durch diese Serie betrachten.

Im Larmerbach (Taf. IV, Fig. 4) besteht die Basis aus einer Lage braunen Kalkschiefers mit Echinodermenbruchstücken, einer starken sandigen Beimischung und mit Sericitschüppchen auf den Schieferungsflächen; ein Gestein, das eventuell

liasisch sein könnte. Darüber folgt der blaue Kalk mit den charakteristischen, weissen Calcitadern und daraus hervorgehend eine Dolomitbreccienlage. Hierauf sind im tiefen Graben dunkle bis schwarze, zum kleinen Teil auch grüne, sandige bis tonige Phyllite, die in linsigen Stücken abwittern, aufgeschlossen. Es schien, dass sich in dieser sehr variablen Schieferserie auch ophiolithische Gesteine vorfänden. Sie erwiesen sich jedoch als chloritische Schiefer, z. T. sehr schöne und grosse Rutschharnische bildend. Zwei Marmorbänke finden sich in den Schiefen eingeschaltet.

Im östlichen Graben der Larmach-Alm (Taf. IV, Fig. 3) ist das Profil dem obigen sehr ähnlich. Zwischen denselben Kalkschiefern der Basis und einer Marmorlage ist hier ein grauer, plattiger Quarzit anstehend. In den grünen und schwarzen, sandig-tonigen Phylliten, die hier auch den Hauptteil der Serie ausmachen, ist der blaue, wirt weiss geaderte Kalk mitten drin eingelagert, wohl eingeschuppt.

Im Bach der Königsleiten-Alm (Taf. IV, Fig. 5) ist die Serie wahrscheinlich tektonisch enorm kompliziert. Ueber blauem Kalkschiefer an der Basis folgt ein grauer Kalkphyllit, in dessen mittlerem Teil eine Dolomitbreccie sich findet, dann ein Quarzit, hierauf Kalkschiefer, Marmor, graphitische Schiefer, ein weisser Quarzit, wieder dunkle Schiefer, dann glimmerig-sandiger Schiefer, ein Quarzit, schwarze Schiefer, der blaue, wirt geaderte Kalk und schliesslich grüne und schwarze, mehr oder weniger kalkige, sandig-tonige Schiefer. In diesen drin findet sich der graugrünliche Kalkschiefer, der so sehr dem Hyänenmarmor Graubündens gleicht.

Im Bach auf der Sper Asten-Alm (Taf. IV, Fig. 6) sind über dem Kristallin, einer glimmerigen Dolomitbank und einem Quarzit graue, stengelige Kalkschiefer, dann eine Bank blauen, wirt geaderten Kalkes und hierauf grüne, sandige Phyllite, eine Kalklinse enthaltend, anstehend.

Südlich des Isskogels (Taf. IV, Fig. 7) wird die Richbergkogelserie eingeleitet mit einer Lage schwarzen Kalkes, über der sich eine Schicht von Dolomitbreccie mit kalkig-sericitischer Grundmasse befindet. Diese Breccie geht rasch über in jene mit der sandig-glimmerigen Grundmasse, die mit Salzsäure nicht mehr braust und von grau-gelblich-grüner Farbe ist. Ein schwarzer Kalk beschliesst hier die Serie.

Im Riederbach (Taf. IV, Fig. 8) ist zuunterst eine Dolomitreccie aufgeschlossen. Ihre Komponenten sind z. T. gelbe Dolomite, die Zwischenmasse ist weisser Marmor mit grünen, glimmerigen Schmitzen. Ueber dieser Bank ist der blaue Kalk in grösserer Mächtigkeit entwickelt. Es folgt dann Dolomit mit Kalklinsen und als wichtigster Typ ein sandig-glimmeriger Schiefer, der der Grundmasse der Breccie südlich des Isskogels genau entspricht, in dem jedoch keine Gerölleinstreuungen zu beobachten waren. Die Serie schliesst ab mit schwarzen Phylliten, auf welche hier nochmals eine Breccie folgt.

Am Richbergkogel (Taf. IV, Fig. 9) leitet eine dünne Marmorschicht die Breccienserie ein. Die einzelnen Breccienbänke werden durch grüne, tonige Zwischenlagen getrennt. Hier nehmen die Breccien über die Hälfte der ganzen Serie ein. Im Hangenden finden sich sandig-glimmerige Schiefer, die durch mehrere Marmorbänke unterteilt werden.

In den Bächen der Ausser Ertens-Alm (Taf. IV, Fig. 10 a—c) sind die Breccien besonders schön zu studieren. Sie sind das zu tiefst aufgeschlossene dieser Serie. Aus dem blauen, wirr weiss geäderten Kalk gehen dolomitische und polygene Breccien allmählich hervor. Hier finden sich die feinkörnigen, polygenen Breccien mit dem sandig-glimmerig-kalkigen Bindemittel, die sich sehr gut mit den Flyschbreccien Mittelbündens vergleichen lassen. Die höheren Partien werden durch die bald schwarzen, bald grünen, tonig-sandigen Kalkphyllite gebildet.

Im Stinkbach (Taf. IV, Fig. 11) vertreten nur schwarze Kalkphyllite mit grünen Zwischenlagen die ganze Serie.

Insgesamt stellt die Richbergkogelserie eine unruhige Sedimentation von Flyschcharakter dar. Sie lässt sich am besten mit der Curvèr-Nivaigl-Serie Bündens vergleichen. Unsere Gesteinsgesellschaft zeigt gute Uebereinstimmung mit jener von *Ott* (107) beschriebenen, die sich an der Basis des Flyschgebietes des nördlichen Graubündens befindet. Bei uns treten die Breccien stärker in Erscheinung, während dagegen die dort vorkommenden, aber tektonisch eingeschalteten ophiolithischen Gesteine zu fehlen scheinen.

Das Alter der Richbergkogelserie dürfte vom Rhät, eventuell oberen Lias, vielleicht bis hinauf in die Oberkreide reichen. Die Hauptentwicklung könnte vielleicht in den oberen Jura und in die tiefere Kreide fallen; daraufhin deuten vor al-

lem der Hyänenmarmor und die polygenen Breccien. Leider wurden keine Fossilien gefunden, welche diese Auffassung bestätigen könnten. Die Marmorisierung der Kalke ist überall so bedeutend, dass auch die Mikrofossilien umkristallisierten.

D. Zur Stratigraphie der Grauwackenzone.

Die monotone Formation der Quarzphyllite, die einen breiten Streifen am Südrand der Grauwackenzone unseres Sektors bildet, ist von *Ohnesorge* (100) auf Blatt Rattenberg kartiert worden. Sie tritt in unmittelbaren Kontakt mit den Gesteinen der Tauernserien. Wie die folgenden stratigraphischen Gliederungen der Grauwackengesteinsserie von *Ohnesorge* und *Hammer* zeigen, bilden die Quarzphyllite den Sockel der Grauwackenzone im engeren Sinn. Da in derselben das Silur und das Devon durch Fossilien sicher nachgewiesen sind, so kommt für jene nur ein mindestens altpaläozoisches Alter in Frage. Nach *Schwinner* (129) sollen sie sogar jotnisch sein, was auch *Staub* als durchaus möglich erachtet.

Ohnesorge (97)

Hammer (53)

	Quarzitische Grauwackenschiefer
Devon	graphitführendes Karbon (Karbon)
Silur	erzführender Kalk (Silur-Devon)
Wildschönauer Schiefer	Quarzphyllite
Quarzphyllitserie	quarzitische Gesteine
Rannachkonglomerat	Basiskonglomerat (Rannachkonglomerat)
Grundgebirge	Granit und Gneis (Seckauer Tauern)

Soweit unsere Begehungen reichten, zeigten die Quarzphyllite eine konstante Facies. Einlagerungen irgendwelcher Art wurden darin nicht gefunden.

Ein grosser stratigraphischer Sprung vom jüngeren Mesozoikum ins Altpaläozoikum hinunter charakterisiert somit die Grenze von Tauernserie und Grauwackenzone. Ihr entspricht gleichzeitig auch ein wesentlicher lithologischer Wechsel.

II. Tektonische Beschreibung des Nordrandes der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml.

A. Zur Frage nach der Bauformel.

Die Idee, am Nordrand der Tauern einen Graben zu sehen, der die Depression des Pinzgaus und die Grenze zwischen den Tauern und der Grauwackenzone verursachen soll, geht auf die ersten Anfänge der geologischen Forschung zurück. Sie stammt von jenen Pionieren, die die ersten Uebersichtsaufnahmen in diesem Gebirgstheil durchführten. Bis zum heutigen Tag aber hat der Gedanke der Grabentektonik seine Verfechter gefunden, die die neuen Thesen der Deckentheorie bekämpfen.

Die These des Grabenbruches steht und fällt mit der stratigraphischen Gliederung der Schichtserie. Die erste Geologengeneration hatte sich weitausgreifende Uebersichtsaufnahmen zum Ziele gesetzt. Bei der Aufnahme ihrer Grabenserie durfte sie sich nicht ins Detail verlieren. So behandelten sie dieselbe notgedrungen recht summarisch. Bezeichnend ist dafür das Krimmler Profil von *Löwl* (92). *Peters* und *Stur* (109) haben jedoch schon auf die Schwierigkeiten hingewiesen, auf die sie bei ihren Begehungen dieser Zone stiessen.

Bezeichnenderweise sind die Profile durch die Mayrhofer Schichten, die von *Becke* aufs sorgfältigste aufgenommen worden sind, die Grundlage geworden für *Termiers* umwälzende Thesen der Tauerngeologie. Durch lithologische Vergleiche mit den Westalpen gelang es *Termier*, die Schieferhülle auf ganz neuartige Weise stratigraphisch zu gliedern. Diese Gliederung war das Fundament seiner Unterteilung des Profiles in einzelne Decken.

Wie ist es möglich, durch Bruchtektonik die Repetition mehrerer gleicher stratigraphischer Serien in konkordanten Lagen zu erklären? Wie ist es anders als durch weiten horizon-

talen Transport möglich, dass stark von einander abweichende Faciesreihen, die auf weit auseinander liegende Bildungsräume hinweisen, in ein und demselben Profil übereinander vorkommen?

Die stratigraphische Gliederung des Baumaterials in unserem Gebiet liess mehrere kristalline Gesteinszüge erkennen, die in der Facies mehr oder weniger voneinander abweichen. Auch die dazwischen geschalteten mesozoischen Gesteinskomplexe lassen facielle Abweichungen in klarster Weise und in grösstem Ausmass erkennen. Nur eine tektonische Komplikation von der Art der Deckenbildung kann dieses heutige Neben- oder Uebereinander der altersgleichen, aber facieell so verschieden entwickelten Schichtserien erklären.

Als Deckenland bildet unser Gebiet nur in der Weise einen gewissen Ausnahmefall, als die Ueberschiebungsflächen am Tauern-Nordrand meist ausserordentlich steil stehen. Dieser Umstand ist es auch in erster Linie, der dem Gedanken der Bruchtektonik Vorschub leistete. Es lassen sich nämlich wegen der steilen Schichtstellung Ueberschiebungen von grösserem Ausmass rein geometrisch nicht nachweisen. Dieser Umstand ist aber nur die Folge einer sekundären Verfaltung des vorerst flach gelagerten Deckenhaufens.

Wenn auch rein geometrische Argumente an sich nicht genügend sind, so sind es dafür die stratigraphisch-faciellen Beweise umsomehr, die zwingend für Deckenbau sprechen. Darum ist auch das Kapitel über die stratigraphische Gliederung das Fundament der tektonischen Beschreibung.

Logischerweise ist nicht auszuschliessen, dass die steilgestellten Schichtflächen und Ueberschiebungsbahnen in jüngerer Zeit als Verwerfungen reaktiviert worden sind. Solche Bewegungen könnten jedoch nur von sehr untergeordneter Bedeutung sein und haben keinen wesentlichen Einfluss auf das heutige Strukturbild.

Es sei mit Nachdruck auch darauf hingewiesen, dass selbstredend bei der Deckenparallelisierung facielle Studien eine erste Rolle spielen müssen. Eine Erfahrungstatsache ist es nämlich, dass die alpinen Facieszonen im Streichen des Gebirges auf sehr weite Strecken aushalten. Rein mechanisch ist es aber nicht wahrscheinlich, dass alle Decken, die diesen Räumen entstammen, auf die gleiche Erstreckung hin als zusammenhängende

Körper durchziehen. Von vorneherein ist anzunehmen, dass dieselben eine relativ viel kleinere Ausdauer besitzen als die alten Facieszonen. Der ungestörte Zusammenhang im Längsprofil mag aber umso grösser sein, je dicker die Schubmasse ist und umgekehrt, umso geringer, je schwächtiger diese ist. Grosse Decken ziehen daher weithin durch, kleine sicher nicht. Das Auskeilen von Schichtserien ist darum in allen Deckengebieten ein bekanntes Phänomen. Insbesondere ist das Auskeilen in stark ausgewalzten Schuppenzonen sehr häufig.

Eine rein geometrische Deckenparallelisierung ist darum nicht überall und unter allen Umständen durchführbar. Der Anwendungsbereich beschränkt sich oft auf recht kurze Distanzen. Faciell ist aber die Parallelisierung auf Distanzen einer viel gewaltigeren Grössenordnung möglich.

Wie uns ein Blick auf die beigefügte tektonische Karte der Tafel II lehrt, sind die Decken auch in unserer Schuppenzone im Streichen starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen und auskeilende Elemente sind daher sehr häufig.

Ein Auskeilen tektonischer Einheiten kann aber auch im Querprofil häufig beobachtet werden. Ein instruktives Beispiel ist das Rettelwandprofil (Taf. III, Fig. 12). Dies zeigt uns, dass auch die Parallelisierung dieses Tauchdeckengebietes mit seinem Wurzelland nicht allzu schematisch durchgeführt werden kann. Es kommt auch hier eine mehr facielle Methode zur Anwendung als eine rein geometrische Konstruktion.

Als Grundlagen für die tektonische Beschreibung unseres Gebietes haben vor allem die Synthesen von *Kober* und *Staub* zu dienen, die wir im ersten Kapitel in grossen Zügen wiedergegeben haben. Wir halten eine Zweiteilung des Tauernpenninikums, wie sie schon *Termier* erkannt hat und wie sie auch *Staub* annimmt, für gegeben. Sie liegt in dem stark verschiedenen Facies-Charakter der Venedigereinheit einerseits und der Schuppenzone über derselben andererseits begründet. Nach dem von *Staub* im „Bau der Alpen“ gemachten Vorschlag rechnen wir jenes Gebiet zur Venediger-Decke. Die darüber folgende Schuppenzone, früher die eigentliche Glocknerdecke *Staubs*, wäre mit *Kober* und *Staub* auch noch weiter zu gliedern, indem im obersten Teil die Matreier Zone auszuscheiden ist. Nach *Staub* ist diese der höchste Vertreter des Hochpenninikums, nach *Kober* eine penninisch-ostalpine Mischungszone.

Nach *Staub* (157, 158, 159) besteht neuerdings keine tiefgreifende prinzipielle Trennung mehr zwischen der Venediger- und der Glocknerdecke, die beide als Glocknerdecke sensu novo zusammengefasst werden, und seiner Mischabeldecke entsprechen, sondern erst über derselben, gegen die Matreier Schuppenzone als dem alleinigen Vertreter des Hochpenninikums in den Tauern.

Nach *Staub* (160) hat man ferner als Vertreter des hier in den Tauern relativ schmalen Uebergangsbereiches vom südpeninischen zum oberostalpinen Faciesbereich die Krimmler Trias aufzufassen. Sie ist in unserem Gebiet das einzige grisonide Element und dürfte nach *Staub* am ehesten der mittelostalpinen Zone Bündens entsprechen. Das oberostalpine Faciesgebiet endlich wird vertreten durch die Grauwackenzone, resp. durch die Pinzgauer Phyllite.

Wir haben somit folgende tektonische Grossgliederung:

Venedigerdecke
Schistes lustrés-Decke
Matreier Zone
Krimmler Trias
Grauwackenzone

Diese Faciesgebiete erster Ordnung sind unter sich wieder in einzelne tektonische Elemente unterteilt. Es sind dies von Süden nach Norden:

1. Die Venediger Hauptmasse
2. Die Kirchspitzschuppe
3. Die Hanger-Torhelmschuppe
4. Die Farmbichlschuppe
5. Der Schuppenzug der Schistes lustrés von Astegg-Arbiskögerl und des Karbons der Blauen Gräben.
6. Schuppenserie der Schistes lustrés des Plattenkogels
7. Kristalliner Zug Larchkopf-Wilder Bach
8. Rettelwandserie
9. Trias des Riederbaches
10. Kristallin auf der rechten Seite des Gerlostales
11. Richbergkogelserie
12. Krimmler Trias
13. Grauwackenzone.

Die tektonischen Elemente 1—4 entstammen dem Faciesgebiet der Venedigerdecke, 5—7 dem Faciesbereich der

Glocknerdecke a. S., 8—11 sind in dem hochpenninischen Faciesstreifen zu beheimaten, sie bauen die Matreier Zone auf. 12 als grisonides Element ist aus dem mittelostalpinen Faciesgebiet zu beziehen, während 13 Vertreter des oberostalpinen Faciesbereiches ist.

B. Die Venedigerdecke.

Das Baumaterial der Einheiten 1—4 haben wir früher als Venedigerzone beschrieben. In der Tat sind es faciell-lithologische Argumente, die in erster Linie eine Zusammenfassung dieser Elemente zu einer Deckeneinheit rechtfertigen. Der penninische Raum der Venedigerdecke ist durch folgende Gesteinsreihe charakterisiert:

1. Venediger Orthogneise
2. Permokarbone Sedimentserie mit Arkosegneisen, Quarziten, Glimmerschiefern und Chloritoidschiefern, mit graphitischen Quarziten und Phylliten, die ins Karbon zu stellen sind, und „Quartzites feuilletés“ des Perms.
3. Hochstegenkalk, dreigeteilt:
 - a. kalkiger Sandstein, Buntsandsteinniveau
 - b. Tafelkalk der Hauptmasse
 - c. biotitführender Kalkschiefer
4. Lias, möglicherweise in den höchsten Partien des Plattenkalkes (b) vertreten, als Schistes lustrés nur spurenweise angedeutet.

Diese Gesteinsreihe ist insofern ausgezeichnet, als sie an ihrer Basis in grösseren Massen Orthogneise führt, die in den nördlicheren Zonen fehlen.

Die permokarbone Sedimentserie zeigt ihren spezifischen Charakter dadurch, dass sich ihr Material vom Zentralgneis herleiten lässt. Diese Gesteine sind das nachhercynische Aufarbeitungsprodukt der Eruptivstöcke im zentralen Teil des Venediger Faciesraumes, das in nicht allzuweiter Entfernung zur Ablagerung gelangt ist. Solche Gesteine, insbesondere Arkosegneise, greifen nicht auf das Gebiet der höheren Schuppen über.

Ebenso zeigt die Trias der Venedigerzone eine ganz eigenartige Entwicklung, als Hochstegenkalk. Die fast rein kalkige Sedimentation kann recht mächtige Felswände aufbauen. Diese,

nur andeutungsweise gegliederten Kalkmassen sind ein sehr beachtenswertes Merkmal des Venediger Faciesgebietes. In der Schuppenzone über der Venediger Einheit zeigen sich in der Trias nirgends Anklänge an eine so ausgesprochene Plattenkalfacies. Sie führt dort mit reinen Marmoren zusammen immer auch Dolomite und Rauhwacken.

Typisch für das Venediger Faciesgebiet ist endlich das Fehlen grösserer Schistes lustrés-Massen, die erst in der höheren Schuppenzone Bedeutung erlangen.

Die facielle Eigenart ist also in allen Horizonten der stratigraphischen Reihe wohl ausgeprägt, beginnend mit dem kristallinen Untergrund bis zum Hochstegenkalk. Das heisst nichts anderes als dass die Gesteinsserien der Venedigerzone einem Gebiet entstammen, das seit dem Karbon durch die gleiche Geschichte ausgezeichnet war. Sie entstammen einem in sich wenig differenzierten Teil des penninischen Faciesraumes. Gewaltige, wohl hercynische Intrusionen beschränken sich auf den Sockel dieses Venediger Faciesgebietes. Sie fehlen im ehemals südlich gelegenen Gebiet, in welchem die höheren Schuppen zu beheimaten sind. Dort finden sich nur Quarzporphyregüsse. Daraus erklärt sich auch ohne weiteres der Unterschied in der permokarbonen Serie.

All dies sind Gründe genug, diese Deckeneinheit als etwas besonderes vom höheren Penninikum der Tauern abzutrennen. Dies entspricht der Zweiteilung des Tauernpenninikums, die in erster Linie *Termier* und *Staub* postuliert haben.

Mit welcher anderen Annahme als mit Deckenschub ist es möglich, dass gleichalterige, aber facieell verschiedene Gesteinsserien auf engem Querschnitt sich neben- oder übereinander lagern können? Die Repetition von altersgleichen Gesteinsserien, die auf weit auseinanderliegende Bildungsräume schliessen lassen, in einem sehr schmalen Profil, ist nur erklärbar mit Deckenverfrachtungen. Ohne die Existenz von Ueberschiebungen ist es unmöglich, den Faciessprung von der Venedigerzone zur höheren Schuppenzone zu verstehen.

Unsere Venedigerzone und die darüber liegende Schuppenzone können im übrigen sehr wohl ein und derselben Grossdecke angehören, der Glocknerdecke sensu novo *Staubs*, indem unsere Venedigereinheit nur die Stirnzone derselben darstellt, aus deren Rücken die höheren Schuppen mit Rückenfacies

stammen. Dieselben Faciesdifferenzen bestehen nämlich auch in der Mischabeldecke der Westalpen, des Wallis und Bündens, die *Staub* mit der Glocknerdecke sensu novo parallelisiert.

Die Wiederholung des Hochstegenkalkes allein verlangt noch nicht die Zuhilfenahme grösserer Schubweiten, da ja diese Schuppen aus dem selben Faciesstreifen stammen. Die Venediger Schuppen sind alles Digitationen der gleichen Decke. Sind es abtauchende Rückenschuppen oder sind es Rückwärtskeile? Synklinale oder antiklinale Umbiegungen sind nicht zu finden. Die Tatsache, dass die Triaszüge nach Osten hin abtauchen, macht es wahrscheinlich, dass die Digitationen Rückenschuppen sind. Sehr wichtig und klar ist in dieser Beziehung das axiale Abtauchen der ersten Hochstegenkalklage im Schönachtal. Die Zerschlitung des Hochstegenkalkes ob der Lacken-Alm (Rötler) mag ebenfalls auf tauchende Bewegung hindeuten.

1. Die Venediger Hauptmasse.

Das Hauptareal der Venedigerdecke bildet die kristalline Masse, die als Venedigerkern bezeichnet wird. Am Westende teilt sich der Venedigerkern in zwei Aeste auf, während er sich am Ostende in vier Zungen auflöst. Dieses kristalline Gebiet wird nur von einem sehr schmalen Zug mesozoischer Gesteine, vom Hochstegenkalk, umsäumt, der oft nur in einzelnen Linsen erhalten geblieben ist. Darüber können sich noch einzelne Venediger Rückenschuppen legen. Ueber die innere Struktur der zentralen Venedigermasse ist noch recht wenig bekannt. Alle publizierten Profile zeigen steile Schichtstellung und wechselnde Fallrichtungen. Wie sich dies mit dem Deckenkern-Charakter vertragen kann, sollten Studien im zentralen Gebiet des Kernes ergeben. Vielleicht lassen sich dort Gewölbeumbiegungen feststellen*).

Zwischen Mayrhofen und Krimml herrscht am Nordrand der Venedigermasse mehr oder weniger steiles Nordfallen der Schichten vor. So zieht der Hochstegenkalk, die eigentliche Hochstegenlage, mit 70° Nordfallen vom Grünberg über den Brandbergerkolm bis hinein zum Wechsel. Hier, auf dem Grat

*) Besser erklärlich wäre diese Steilstruktur im Hinblick auf den Mischabelfächer, mit dem *Staub* neuerdings die nördliche Hälfte des Venediger vergleichen möchte.

zwischen Wimmer- und Schönachtal beginnt die steile und starre Kalkmauer sich zu verflachen und in leichte Falten zu legen, sodass vier einzelne Rippen gegen den Talboden der Schönach hinunter ziehen. Mit 30° Axialgefälle taucht sie zwischen Iss Aste und Pastein-Alm im Talgrund unter das Kristallin der Venedigermasse ab. Mantelförmig legt sich das Kristallin über die verschwindende Kalkmasse. Zwei kleine Reste dieser Ueberlagerung sind in den Kalkmulden der Poberg-Alm erhalten geblieben.

2. Die Kirchspitzschuppe.

Im Schönachtal, wo der erste Hochstegenkalkzug axial untertaucht, greift die Venediger Hauptmasse treppenförmig nach Norden vor. Dabei schwenkt von ihr die Kirchspitzschuppe ab, die sich aus dem Kirchspitzkristallin und dem zweiten Hochstegenkalkzug zusammensetzt. Im Kirchspitzprofil selbst hat das Kristallin eine Fächerstruktur. Südfallende Schichten bauen den Gipfel auf. Gegen die Ihnkarlhöhe zu geht die Schichtstellung allmählich in das normale Nordfallen über. Die Mächtigkeit der Schuppe nimmt nach Westen hin rasch ab und zwar auf Kosten des Kristallins. Ihre Gesteine schmiegen sich konkordant an die erste Hochstegenkalklage. Bei Mayrhofen wird das Kristallin durch die helle Schuttlunge unter der Steinerkogelhütte angedeutet. Da dürfte es extrem stark ausgedünnt sein, eventuell auch fehlen. In der Lachtal- und der Kitzscharte ist es dann wieder ebenso mächtig wie im Brandberger Joch entwickelt.

Ob der Lacken-Alm (Rötler) greift das grüne Kirchspitzkristallin als spitzer Keil in die Basis des Hochstegenkalkes hinein. Diese Einschuppung beginnt auf ca. 1700 m und endet auf 1600 m Höhe. Es ist dies eine wichtige Beobachtung, die wieder für den tauchenden Bewegungssinn der Kirchspitzschuppe spricht.

Unter dem Sonntagkar verschwindet der sich ausdünnende Hochstegenkalk der Kirchspitzschuppe. Hier auf dem Grat zwischen Schönach- und Wimmertal greift darum wiederum die Venedigermasse treppenförmig nach Norden vor. Damit zieht hier vom Hanger aus die zweite Venedigerschuppe nach Westen.

3. Die Hanger-Torhelmschuppe.

Schon früher haben wir gezeigt, dass nur am Hanger selbst Orthogneise auftreten. Weiter im Westen können keine solchen mehr nachgewiesen werden. Durchgehend sind aber recht charakteristische porphyrische Arkosegneise zu finden. Aus geometrischen Gründen ist auch der Zusammenhang der Hangermasse mit der Torhelmmasse gesichert. Denn im Süden streicht der Hochstegenkalk der Sonntagscharte — Rötler in den Larchkopf hinüber, also in die Basis des Kristallins der Braunellköpfe, das die direkte Fortsetzung des Torhelmkristallins bildet. Andererseits weist der Hochstegenkalk des Pfannkogels auf den der Gaissköpfe, im Hangenden des Kristallins der Braunellköpfe hin.

Die mesozoische Bedeckung dieser, im Vergleich zur Kirchspitzschuppe viel mächtigeren kristallinen Serie bildet der dritte Hochstegenkalkzug, vom Pfannkogel nach Westen schlecht aufgeschlossen und im allgemeinen schwächer entwickelt als die ersten beiden.

Während im Hangerquerschnitt steiles Nordfallen durch das ganze Schichtpaket durchgeht, ist weiter westlich zu konstatieren, dass im Kristallin von unten gegen oben hin die Schichten sich immer mehr verflachen. Am Torhelm und am Gaisskopf ist die Schubmasse sehr viel dünner als sie es unten im Wimmertal und im Zillertal ist. Oben scheint die Schuppe durch Lamination empfindlich verdünnt zu sein.

Die Fortsetzung des Hanger Kristallins und seine Hochstegenkalkbedeckung bilden bei Krimml den Kopf der Venediger Hauptmasse.

4. Die Farmbichlschuppe.

Das Kristallin dieser Schuppe ist ohne sichtbare Verbindung mit der Venediger Hauptmasse. Durch den petrographischen Charakter ist aber die Zugehörigkeit zur Venedigerdecke gesichert, umso mehr als sich zum Kristallin auch der typische Hochstegenkalk der Breiten Scharte und der Inneren Höhe gesellt.

Vom Farmbichl gegen Krimml hin keilt dieses tektonische Element rasch aus. Nach *Neher* (95) scheint es im Unteren Sulzbachtal wieder einzusetzen. In der Breiten Scharte ist der Hochstegenkalk steilgestellt. Auf der Innern Höhe überdeckt er, zu-

erst flach nach Norden fallend, das Kristallin, um in der Scharte umzubiegen und mit 70° nach Süden einzuschiessen und in der Brandrinne auf 1700 m Höhe auszuweichen. Von der Inneren Höhe nach Westen keilt diese Schuppe endgültig aus, während die beiden andern Venedigerschuppen über unser Gebiet hinaus nach Westen ziehen.

Ob die Kirchspitzschuppe mit der Saxalwand-Schuppe *Dünners* (40) und *Blesers* (19) identisch ist, können nur neue Kartierungen im Tux beweisen. In diesem Gebiet müsste nämlich eine starke Faciesveränderung im Kristallin stattfinden.

Das Kristallin der Hanger-Torhelmschuppe zeigt eine ähnliche Ausbildung wie der Kern einer „ersten Glocknerschuppe“ von *Dünner* und *Bleser* am Tauernwestende. Jene Schuppe von Kristallin steckt jedoch in Bündnerschiefern, darum wird sie zu einer höheren tektonischen Einheit gerechnet. Auch *Sanders* Studien (119) belegen, dass das Kristallin der Hanger-Torhelmschuppe sich in der Tat durch das Tux bis ans Tauernwestende fortsetzt, indem nämlich sein „massiger grauer Porphyroid“ vom Astegger Profil bis zum Kahlen Wandkopf (Valser-Tal) von ihm als zum Kristallin gehörig erkannt wurde. Wir müssen dieses Kristallin zwingenderweise zur Venedigerdecke rechnen, weil es in die Venediger Kernmasse hineinstreicht und weil es von einer Hochstegentrias bedeckt wird.

Eine Parallelisierung unserer drei Venedigerschuppen mit Gesteinen im Oberen Ahrntal ist uns nicht möglich. Wie die Profile von *Dal Piaz* (32) zeigen, sind dort nur einzelne Triaslamellen in der Randzone des Venedigerkerns eingefaltet.

Neue Detailuntersuchungen in der Gegend von Krimml müssen noch zeigen, ob die kristallinen Gesteine der Kirchspitz- und Hanger-Torhelmschuppe sich in der Venediger Hauptmasse verlieren oder ob sie vielleicht in die Venediger Zungen auslaufen.

C. Die Schistes lustrés-Decke.

Eine stark ausgewalzte Schuppenserie über der Venediger Decke entspricht nach Position und Facies der alten Glocknerdecke *Staub's*, im besonderen den Riffeldecken der Glocknerregion. Ihre Gesteine stammen aus einem penninischen Faciesraum, der südlicher als das Venediger Faciesgebiet gelegen war. Die Hauptunterschiede zur unteren tektonischen Einheit liegen im

Fehlen von Orthogneisen, in der Triasfacies und im Auftreten von Schistes lustrés und Ophiolithen. Der kristalline Untergrund dieses Faciesgebietes war von stark wechselnder Zusammensetzung, sodass die Facies in den einzelnen kristallinen Zügen voneinander abweicht.

Hier, wie überhaupt in der Schuppenzone über der Venediger Einheit hat der weite Transport über den Venediger- und Zillertalerkern zu einer starken Störung der stratigraphischen Normalprofile geführt. Einzelne Schichten können ausgequetscht und die Glieder eines normalen Profiles können darum gelegentlich nicht vollzählig vorhanden sein.

5. Der Schuppenzug der Schistes lustrés von Astegg und das Karbon vom Blauen.

Dieser schmale Streifen lässt intensivste Lamination erkennen. Das Kristallin ist im westlichen Teil des Schuppenzuges nur als einzelne Linsen in den basalen Teil der Schistes lustrés eingeschuppt. Darin finden sich ebenso losgelöste Triaslamellen, oft sogar in mehreren Horizonten übereinander. Die Anschwellungen der Schistes lustrés sind durch tektonische Repetition bedingt. Da die Schubbahnen nicht mehr überall von Kristallin und Trias begleitet werden, sind sie auch nicht aufzufinden.

In der Brandrinne, wo die Schistes lustrés gegen Osten auskeilen, setzt an ihrer Basis ein rasch anschwellendes graphitisches Kristallin ein. Ob der Schönangerl-Alm ist zu beobachten, dass dieses Karbon sich im Profil nach unten keilförmig verjüngt, so mag es sich sehr bald nach Osten hin ausdünnen. *Neher* hat jedoch unter dem Rabenkopf in einem Bachprofil (östlich Krimml) eine Fortsetzung dieses Kristallins festgestellt.

Das Kristallin vom Schönbichl mit seinen Triaslamellen und den Schistes lustrés von Kreidlschlag-Alm rechnen wir auch zu diesem tektonischen Element.

Dieser Schuppenzug ist im Westen der Venedigerdecke als isoklinales Schichtpaket aufgelagert. Am Arbiskögerl ist die Serie ausnahmsweise überkippt. Sie fällt mit 50—70° nach Süden ein. Südfallende Schichten werden auch im Inneren Blauen Graben angerissen. Ob der Kreidlschlag-Alm erkennen wir in den Schistes lustrés der Klaushöhe flache Falten, deren Axen mit 60° nach Westen absinken. Die südlich folgenden Schiefer

des Schönbichlkristallins bilden dann ein senkrecht stehendes, spitzes Gewölbe.

6. Die Schistes lustrés-Schuppenzone vom Plattenkogel.

Die beiden tektonischen Elemente 6 und 7 ziehen nicht durch das ganze Gebiet durch. Die Schistes lustrés-Schuppenzone vom Plattenkogel scheint im mittleren Teil des Gebietes durch das Kristallin Larchkopf-Wilder Bach abgelöst zu werden. Mangels Aufschlüssen in jener Gegend ist nicht zu ersehen, ob die Schistes lustrés über das Kristallin hinweggreifen oder unter dasselbe hineinziehen. An der Basis der Krimmler Trias kommt im Hangenden der Schistes lustrés ein kleiner Rest von Kristallin vor, der jenem Kristallin vom Larchkopf-Wilder Bach gleicht. Dies spricht dafür, dass die Schistes lustrés tektonisch tiefer sind als das Kristallin.

Wild verschuppt sind die Schistes lustrés an ihrer Basis am Plattenkogel, wie dies *Neher*s gewissenhafte Aufnahmen in den Brandmähder Oefen ergeben haben. Einzig dort spielen kristalline Gesteine eine gewisse Rolle. In den höheren Horizonten sind nur mehr vereinzelte Triaslamellen eingeschaltet, wie z. B. ob Notdorf.

Bei Krimml besitzen die Schichten eine Fächerstruktur. Gerade ob Notdorf fallen die Schistes lustrés nach Süden ein, wie auch die Triaslinse vom Kitzbalfen, die mit Prasiniten verknüpft ist. Auf dem Plattenkogel zeigen die Schichten vor ihrem Ausstechen in die Luft einen scharfen Knick gegen Süden. Im Filzbach sehen wir zuunterst 70° Süd fallende Schichtflächen. Höher oben im Bach konstatieren wir wieder durchgehend steiles Nordfallen. Die dunklen quarzreichen Kalkschiefer ob dem Durlasboden, die wir auch zu diesem tektonischen Element zählen, fallen normal nach Norden ein.

Wie *Neher* gezeigt hat, ist diese Schuppenzone im Bachprofil unter dem Rabenkopf wieder zu finden. Auch dort besitzt sie eine Fächerstruktur.

7. Der kristalline Zug Larchkopf-Wilder Bach.

Die wohl direkte westliche Fortsetzung dieses tektonischen Elementes ist *Sanders* (119) „sericitisch grünlicher Porphyroid (Typus Kaiserbrünnl bei Hintertux)“. Es setzt sich also durch das ganze Tux bis in die Brennerregion fort. Dort liegt, wie

aus *Sanders* Aufnahmen eindeutig hervorgeht, die grosse Masse der Schistes lustrés des Tauernwestendes über diesem Kristallin. Nach *Bleser* bildet es dort den Kern seiner zweiten Glocknerschuppe. Vom Burgschrofen bei Lanersbach weg scheinen diese Schistes lustrés rasch auszukeilen. Ob Burgstall tritt nämlich das Kristallin in direkten Kontakt mit den Dolomiten der Sauiwand und weiter östlich sind im Hangenden des Kristallins nirgends mehr Schistes lustrés zu finden. Sie sind tektonisch ausgequetscht.

Das Kristallin bei Unter Bühel gegenüber Burgstall ist nur als schmale Lage ausgebildet (Chloritoidschiefer). Auf Kotahorn-Alm schwillt es an. Unter der Trias der Gerlossteinwand durchziehend, erweitert sich der Zug immer mehr zu der kompakten Masse des Larchkopfes und des Wilden Baches. An der Sunderauwand bei Gerlos keilt es aus. Das Kristallin an der Basis der Krimmler Trias ist sehr geringmächtig. Im Wilden Bach fallen die tiefsten Lagen des Kristallins ausnahmsweise nach Süden ein.

Der direkte Zusammenhang mit *Sanders* Porphyroid im Tux und die Ueberlagerung durch die Richbergkogelserie verlangen, dass wir dieses Kristallin im penninischen Faciesbereich beheimaten müssen; weil dort die mächtigen Schistes lustrés darauf liegen. Bei dem hohen Grad der tektonischen Auswalzung ist es durchaus glaubhaft, dass die mesozoischen Glieder dieses tektonischen Elementes während des Transportes abgeschürft worden sind.

D. Die Matreier Zone.

8. Die Rettelwandserie.

Die Triasplatte der Rettelwand-Gerlossteinwand, die Triaslinsen vom Arbiskögerl-Gerloskögerl, die Kalkmasse bei Schwendau, den Triaszug Gerlossteinbach-Schönbergerbach-Grasegg und das Kristallin der Rettelwand fassen wir als ein tektonisches Element zusammen. Faciell sind ihre Gesteine ins Penninikum zu stellen. Da die einzelnen Triasprofile unter sich stark variieren, ist anzunehmen, dass einzelne selbständige Schuppen vorliegen.

Ganz eigenartig ist die Lagerung der Rettelwandserie, von der Rettelwand bis zur Gerlossteinwand, da sie im Süden auf

Schistes lustrés, im Norden auf Kristallin übergreift. Sie hat *Becke* zu der Ansicht geführt, die Triasschollen transgredierte auf der Schieferhülle. Die flache Triasmulde, in welcher das Rettelwandgipfel-Kristallin liegt, sinkt flach gegen das Zillertal ab und sticht in die Luft hinaus. An der Südost-Ecke des Hochfeldes ist der Flügel der Mulde deutlich gestaucht. An der Gerlossteinwand steigen die Schichten des Nordflügels ganz flach auf. Eine Komplikation ist an der Ost-Flanke der Gerlossteinwand ersichtlich. Die Schichtplatten der Trias knicken mit ihrer Annäherung an das Kristallin scharf ab und schiessen nach Norden ein. Der Ostrand der Triasplatte ist durch Gehänge- und Moränenschutt maskiert. Weil das typische Kristallin sich nicht mehr weiter nach Osten verfolgen lässt und besonders auch aus geometrischen Gründen ist die klippenförmige Natur des Rettelwandkristallins gesichert. Dass die Rettelwand-Mulde nach Osten abtauche und sich in der Gerlos erweitere, erscheint uns nach den Beobachtungen im Feld ausgeschlossen. Die Trias des Arbiskögerl-Gerloskögerl bildet einen Keil, dessen Spitze im Walde ob Thurn sich befindet. Am Südrand des Arbiskögerls herrscht Nord- und am Nordrand des Gerloskögerls Südfallen der Schichten.

Im Gerlossteinbach fällt die Triaslamelle ganz flach nach Südosten ein. Die Streichrichtung, wie auch die lithologische Gliederung schliessen eine direkte Verbindung mit der Trias des Gerloskögerls aus. Diese Schuppe zieht über Rinderschlag in den Schönberger Bach, immer in derselben überkippten Lage. Dort recht mächtig geworden, richtet sie sich beim Ueberschreiten des Gerlosbaches immer mehr auf. Die Schichten stehen beinahe senkrecht. Unter der Grasegg-Alm verschwindet dieser Triaszug plötzlich, indem er nach oben ausgequetscht ist und nach Osten hin abtaucht. An Aufschlüssen längs der Gerloser Strasse sehen wir in den höchsten Lagen der Triasfalten eine Abschleppung nach Norden.

9. Die Riederbach Trias.

Die Trias von Gmünd-Riederbach-Krummbach entspricht faciell der Rettelwandtrias. Auch die tektonische Position ist entsprechend. Ihre vollständige Loslösung und Lagerungsform rechtfertigen jedoch eine Sonderbehandlung.

Die Trias zeigt bei Gmünd eine Gewölbestruktur. Den Gewölbekern bilden flach südfallende Schichten im Bachbett, steil nach Süden einfallende Schichten in den Felsköpfen weiter unten am Bach rechts bilden den Südschenkel, während die helle Felswand links mit nordfallender Schichtung den Nordschenkel repräsentiert. Das Gewölbe ist sehr gepresst und steht senkrecht. Die Felskante Hohe Schröfen, die gegen den Riederbach hinüberführt, zeigt leicht nach Süden einfallende Schichtung.

Ein sehr deutliches Gewölbe bildet die Trias im Riederbach. Es ist sehr viel weiter als jenes und im Bachbett ist die Gewölbeumbiegung direkt zu beobachten. Zwischen 1340 m und 1360 m hat der Bach sogar liegende Tonphyllite im Kern des Gewölbes angerissen. Die Dolomitschiefer über der Rauhwanke leiten in sanftem Bogen darüber hinweg und biegen in den sehr flach nach Norden einfallenden Nordschenkel ein, der von Kristallin überschoben wird. Der nach Norden ausbiegende Bach fließt höher oben ebenfalls durch südfallende Triasschichten.

Am Ausgang der Krumbachschlucht fallen die Triaskalke und Dolomite flach nach Norden ein, ohne Anzeichen einer Gewölbestruktur.

10. Das Kristallin auf der rechten Flanke des Gerlostales.

Zwischen Grasegg und Gmünd ist dieses Kristallin direkt mit jenem vom Larchkopf-Wilden Bach verschmolzen. Von Gmünd bis nach Gerlos weist das Triasgewölbe auf die Verbindung der beiden kristallinen Massen hin. Dieser Zusammenhang wird auch durch den, in sehr weitem Masse übereinstimmenden petrographischen Inhalt gestützt. Das Kristallin der rechten Flanke des Gerlostales entstammt einer mehr südlich gelegenen Heimat als das andere und ist in eine höhere Schuppe eingegangen. Diese beweist ihren tektonisch selbständigen Charakter dadurch, dass sie als mächtige Schubmasse den Tauernnordrand zwischen Gerlossteinwand und dem Gerlospass nach Norden ausbuchtet, indem sie die Quarzphyllite hier weiter hinausgedrängt hat.

Diese Schuppe erreicht das Zillertal nicht. Im Gerlossteinbach ist sie zum letzten mal und zwar noch recht mächtig aufgeschlossen. Die obersten Schichten fallen konform der Trias, also nach Süden ein, die mittleren nordwärts und erst die Partien direkt über der Gerloser Strasse wieder nach Süden.

Auf der rechten Seite des Gerlostales herrscht durchgehend Nordfallen. Dass die kristalline Masse von mehreren Bewegungsflächen durchsetzt wird, beweisen die vielen Triaslamellen, welche eingeschaltet sind. Die Wechsellagerung der metamorphen Quarzporphyre mit den dunklen Phylliten dieser Serie geht wohl z. T. auch auf tektonische Repetition zurück.

Die Schuppe bildet den mächtigen südlichen Sockel des Kreuzjoches. Sie zieht verschmälert und steiler gestellt unter die Larmach-Alm hinüber. Den Gerlospass erreicht sie nicht mehr.

11. Die Richbergkogelserie.

Das höchste penninische Element, d. h. das oberste tektonische Glied der Tauernserie, ist die Richbergkogelserie. Sie ist eng an das Kristallin auf der rechten Seite des Gerlostales gebunden, dessen Hangendes sie darstellt. Tektonisch ist sie nur insofern selbständig, als sie sich auf ihrer kristallinen Unterlage gesondert bewegt hat. Der Ueberschiebung des oberostalpinen Deckenkerns, der Grauwackenzone hat sie als willkommenes Schmiermittel gedient. Unter der Last der vorwandernden Decke ist sie von ihrer kristallinen Unterlage abgeschürft worden. Dass dabei die stratigraphische Schichtfolge gestört werden musste, ist verständlich und die Detailprofile zeigen diese Erscheinung mit aller Eindrücklichkeit (Taf. IV). Die Schichtstellung dieses Elementes ist konform der liegenden und hangenden Nachbarschaft und zeigt wenig eigenen Charakter.

Vom Gerlossteinbach, unter dem Kreuzjoch durchziehend, bis hinüber auf den Gerlospass, ermöglicht dieses schmale Band mesozoischer Gesteine die Trennung des Kristallins auf der rechten Seite des Gerlostales von den Quarzphylliten der Grauwackenzone. Darum sind sie für die ganze Tauerntektonik von ausserordentlicher Wichtigkeit. Sie zeigen, dass keine Tauerngesteine in die Grauwackenzone hineinziehen, trotzdem die Krimmler Trias N 70° W streicht. Dieser mesozoische Streifen ist es, der um die vorspringende Auswölbung der Tauerngesteine herumleitet und dessen tektonische Zuordnung die Entscheidung bringt.

Ohnesorge (105) hat im Pinzgau am Kontakt seiner Brennerschiefergruppe mit der Grauwackenzone eine an Letten rei-

che, gipsführende Störung gefunden. Am Königsleiten-Bach, wo in unserem Gebiet einzig und allein der Kontakt aufgeschlossen ist, vermitteln schwarze Phyllite den Uebergang zu den normalen Quarzphylliten.

Das höchste Penninikum mit den tektonischen Elementen 8—11 lässt sich als *Matreier Zone* zusammenfassen. Es ist eine ausgezeichnete Schuppenzone, deren einzelne Glieder im Streichen nur von sehr geringer Ausdauer sind. Faciell ist die Abweichung gegenüber dem tieferen Penninikum ausgeprägt durch die ihr eigene Entwicklung der Trias, die bereits ostalpine Anklänge aufweist wie in Bünden jene der Weissbergzone der Schamserdecken und dann überaus deutlich durch die hochpenninische Richbergkogelserie, die am ehesten dem Curvèrflysch Bündens zu vergleichen ist.

E. Die Grisoniden.

12. Die Krimmler Trias.

Die lithologische Entwicklung gestattet bestimmt nicht, sie als oberostalpin aufzufassen und mit der Trias der nördlichen Kalkalpen zu vergleichen, sondern sie ist, wie *Staub* (160) schon gezeigt hat, grisonid, ein Abkömmling des mittelostalpinen Faciesstreifens.

Die Krimmler Trias bietet dem Beschauer aus dem Pinzgau das Bild eines nach Süden überkippten Gewölbes. Bei Vorderkrimml beherrscht Nordfallen das ganze Triasprofil. Erst weiter westlich macht sich die Falte bemerkbar, deren Axe zum Gerlospass hinüberstreicht und dabei leicht zu fallen scheint. In der Fortsetzung der Krimmler Trias liegen auf der Ked-Alm 30° südfallende dunkle Kalke. Der nächste und letzte Aufschluss ist auf der Larmach-Alm im östlichen Graben zu finden. Die basalen Schichten bilden daselbst ein flaches Gewölbe, das mit 25° Axialgefälle gegen Westen hin absinkt. Im mittleren Teil ist sodann eine deutliche Synklinale entwickelt, die ebenfalls ein Axialgefälle von 20° in der gleichen Richtung besitzt. Die obersten Schichten fallen normal nach Norden ein (65°).

Nach *Kölbl* (86) wäre die Krimmler Trias wohl eher zur Grauwackenzone als zu der Tauernserie zu rechnen, da sie, wie er sagt, N 70° W streiche und nicht zu den Tarntaler Köpfen hinüber ziehe. Trotzdem diese Trias ein anormales Streichen auf-

weist, streicht sie aber doch nicht in die Quarzphyllite der Grauwackenzone hinein. Nur bis zum Gerlospass steht die Trias im Kontakt mit der Grauwackenzone. Von da weg taucht sie unter die Matreier Zone ab. Im Felde bekommt man den Eindruck, dass sie sich noch bis auf die Larmach-Alm fortsetze. Doch ist dies nicht zu beweisen, sodass jene Trias auch noch zur Matreierzone gezogen werden kann, was auch durch ihre lithologische Entwicklung gestützt wird. Jedenfalls aber zeigt die Trias auf der Larmach-Alm dieselbe abtauchende Tendenz wie die Krimmler Trias.

F. Die Tiroliden.

13. Die Grauwackenzone.

Die Quarzphyllite überlagern die penninische Serie von Krimml bis nach Schweiger hinüber. *Ohnesorge* hat dies schon auf seiner Kartierung mit Streich- und Fallzeichen dargestellt. Die Auflagerung auf die nach Norden abtauchende Tauernserie ist offensichtlich, denn nordfallende Lagerung setzt sich noch weiter in die Grauwackenzone hinein fort. Diese Lagerung bewirkt auch, dass im Norden jüngere Schichten, die eigentliche Grauwackenzone mit Silur und Devon, erhalten geblieben ist.

Nördlich des Gerloskögerls ist ausnahmsweise überkippte Lagerung, Südfallen im Pinzgauer Quarzphyllit, am Kontakt mit der Tauernserie ersichtlich.

Die überkippte Schichtstellung bei Zell am Ziller und das Gewölbe der Krimmler Trias deuten auf eine Erklärung des Grenzverlaufes in dem Zwischenstück hin. Es scheint, als ob sich auf der rechten Flanke des Gerlostales eine höchste penninische Schuppe in die randliche Partie des Quarzphyllites eingebohrt hätte. Durch diese überfaltete Digitation ist die Ausbuchtung der penninisch-ostalpinen Grenze wohl zu erklären. Auf diese Ueberfaltung weisen auch die Triasgewölbe im Gerlostal und das inverse Südfallen im Kristallin jener Gegend hin. Diese Einwicklung des oberostalpinen Quarzphyllites in das Penninikum ist im Querprofil nicht direkt zu beweisen, etwa so, dass sich unter den Triasfalten des Gerlostales Quarzphyllite nachweisen liessen. Tektonische Phänomene solcher Art sind übrigens aus der Tarntaler Region seit langem bekannt, Torjoch-Hippold (123, 151).

III. Allgemeines.

A. Bewegungsbahnen.

Die Schubflächen, längs welchen die grössten Bewegungen stattfanden, sind die Trennungsflächen der beiden Hauptfaciesgebiete, des Penninikums einerseits, des Ostalpinen andererseits. Der beträchtlichsten Faciesveränderung entspricht gewiss auch die grösste Schubweite.

Die Schubfläche zwischen der Venediger Einheit und der Schistes lustrés-Decke, dann diejenige zwischen dieser Decke und der Matreier Zone, ist innerhalb des Tauern-Penninikums faciestrennend. Die beiden sind damit wohl auch die bedeutendsten Bewegungsbahnen im Tauern-Penninikum. Unter sich von gleicher Grössenordnung mögen die Bewegungsausmasse sein, die für die Schuppung innerhalb der einzelnen Faciesgebiete verantwortlich sind.

Einen Beitrag lieferte auch die Verschiebung in den einzelnen tektonischen Elementen, den lithologischen Grenzflächen entlang. Verschiebungen fanden statt z. B. zwischen der klastischen, permokarbonen bis untertriadischen Serie und der kalkig-dolomitischen Trias, dann auch zwischen der Trias und den Schistes lustrés. Das Ausmass dieser Bewegungen kann recht bedeutend werden, worauf beispielsweise die Verhältnisse am Kontakt von Zentralgneis und Hochstegenkalk hindeuten (intensivste Schieferung).

Einen letzten Beitrag zur Massenwanderung lieferten die differentiellen Bewegungen in den einzelnen Schichten selbst, vor allem die Gleitungen auf den Schieferungsflächen.

B. Metamorphose.

Dass für die Struktur unseres Gebietes nicht Bruchtektonik verantwortlich sein kann, beweist die auf Schritt und Tritt beobachtbare zentralalpine Dislokationsmetamorphose,

zurückgehend auf intensive Gleitvorgänge und Rekristallisationen in bedeutender Rindentiefe (*Heim, Grubenmann, Cornelius, Staub, Niggli* etc.). Die differentielle Durchbewegung ist die Folge einer beträchtlichen Deckenwanderung. Sie ist es, die die tektonische Facies aller Tauerngesteine bedingt, auf welche *Sander* unter andern auch in der Tux aufmerksam gemacht hat.

Schieferung ist das Strukturmerkmal aller Gesteine als Abbild der differentiellen Bewegungen. Kristallisationsschieferung zeigen in erster Linie die Glimmerminerale, weniger ausgeprägt ist sie auch etwa an Feldspat und Quarz zu beobachten. Mechanische Schieferung ist fast in allen Schriffen zu studieren, sie ist eine allgemeine Erscheinung, die sich der Kristallisationsschieferung überlagern kann. Die Quarze löschen undulös aus, zeigen Böhmsche Streifung, Auflösung in Streifen, Ausbildung von Mörtelkränzen und sind oft zu feinsten Körnchen zerrieben. Auch an den Feldspäten ist oft undulöse Auslöschung zu studieren.

In den Kalken und Dolomiten hat die Metamorphose im Gefolge der Orogenese zur *Marmorisierung* geführt. Finden sich Kalke mit Dolomit in Wechsellagerung, so besitzen die Kalkmarmore regelmässig viel gröberes Korn als die Dolomite, sodass sie schon dadurch makroskopisch auseinander gehalten werden können (Anwitterung). In unserem Gebiet sind die Kalke durchgehend metamorph.

Auf Regionalmetamorphose, d. h. auf eine Anpassung des Mineralbestandes an höhere Temperatur und höheren Druck, weisen verschiedene Mineralien hin.

1. Das Vorkommen von *Phengit* in der Schuppenzone über der Venediger Einheit (Kristallin vom Larchkopf-Wilder Bach und Kristallin auf der rechten Flanke des Gerlostales) ist ein Beweis für die untere Epistufe der Regionalmetamorphose.
2. Die *Staurolith*-Relikte in den Chloritoidschiefern (Schwarzachbühel) sind Ueberreste eines mesozonalen Mineralbestandes; also rückschreitende Metamorphose, Diaphthorese.
3. Das Auftreten von *Phlogopit* im Hochstegenkalk (Ihnkarl und Brandbergerjoch) beweist eine mesozonale Metamorphose. *Phlogopit* wurde auch schon von *Staub* 1920 (145) in der Tambo-Trias des Bergells gefunden.

Durch typische Mineralien kann also eine mesozonale Regionalmetamorphose des tieferen Teiles des Penninikums belegt werden, während für das obere Penninikum die untere Epistufe nachgewiesen werden kann. Diese meso- bis unterepizonale Regionalmetamorphose unserer penninischen Serie weist auf eine einstige mächtigere Ueberdeckung dieser Gesteine hin. Das mögen die ostalpinen Deckenmassen gewesen sein, die ehemals auch die Tauernkulmination bedeckten, heute jedoch der Erosion restlos zum Opfer gefallen sind.

Rückschreitende Metamorphose, Diaphthorese, lassen in der penninischen Serie besonders schön die Hornblendepräsinite (p. 48 und 83) und die Chloritoidschiefer (p. 60 und 64) erkennen. Diese Diaphthorese ist es wohl, die im Verein mit jüngeren Bewegungen eine Angleichung des Mineralbestandes der ganzen Serie an die Bedingungen der Epizone zur Folge hatte. Wegen dieser rückschreitenden Metamorphose sind die Biotite unserer Gneise fast alle chloritisiert, darum auch die Sericitisierung der Kalifeldspäte, die Albitisierung der Plagioklase und die Kataklyse des Quarzes.

Kontaktliche Veränderungen konnten nur an Schistes lustrés gegen den Serpentin von Hollenzen gefunden werden (p. 82).

C. Schubrichtung.

Mit *Termier* und *Staub* haben wir uns vorzustellen, dass die Schubmassen in diesem Alpensektor von Süden nach Norden gewandert sind. *Ohnesorge* (106) mit *Kossmat*, *Kölbl* etc. erklärt dagegen, die Grauwackenzone sei von Norden gegen Süden der Schieferhülle aufgeschoben worden. Für ihn ist die Autochthonie der Grauwackenzone eine stille Voraussetzung und so kann er sich die „gegen Süden gerichteten Schuppen und Schoppfältelchen“ nur durch einen Schub gegen Süden erklären.

Unsere Profile lassen sich alle am besten mit Süd-Nord-Bewegungen verstehen. Die nach Süden gerichtete „Antiklinale“ der Krimmler Trias und das Gewölbe der Riederbach-Trias lassen sich als nach Norden gerichtete Synklinalscharniere auffassen und sprechen darum nicht für Nord-Süd-Bewegung.

Auch die Verteilung der Ophiolithe in den Schistes lustrés am Süd- und Nordrand der Venedigermasse gibt einen wertvollen Hinweis für die Bestimmung der Schubrichtung. Nach dem Gesetz von *Staub* (150) nimmt die Masse der Ophiolithe zu mit der Annäherung an die Wurzelzone. Gegen die Deckenstirn hin nimmt sie immer mehr ab. Unsere Ophiolithe sind nun im Vergleich zu jenen aus dem oberen Ahrntal sehr geringfügig. Dies spricht deutlich für Süd-Nord-Schub.

Für Süd-Nord-Schub spricht auch die Tatsache, dass die Breccien in den Schistes lustrés im Norden recht häufig sind, dass *Dal Piaz* aber aus seinem Gebiet keine solchen erwähnen kann. Die Breccien unseres Gebietes weisen, ähnlich wie diejenigen der Walliser- und der Bündnerdecken, auf die Nähe der Deckenstirn hin.

Zur Bestimmung der Schubrichtung liefern somit wiederum wie bei der Deckengliederung facielle Charaktere wertvolle Argumente.

Die Richtung der Kleinfältelungen und der Entwicklungen spricht in unserm Gebiet ebenfalls für Süd-Nord-Schub.

Alte Strukturen im Unterbau der Venedigereinheit.

Sind auch Anzeichen älterer Orogenesen im Penninikum der Ostalpen vorhanden? Ist der penninische Unterbau insbesondere auch hercynisch gefaltet worden? Welches war die Streichrichtung des alten Gebirges?

Alte Baupläne in den Ostalpen, besonders im oberostalpinen Bau, hat *Schwinner* (129) zu rekonstruieren versucht. Er will einen algomanischen und einen hercynischen Bau erkannt haben. Die Zentralgneismassen, wie z. B. der Venedigerkern, figurieren auf seinen beiden tektonischen Kartenskizzen als Massive, sie sind also nach *Schwinner* uralte Anlagen und von keiner dieser beiden Orogenesen, auch nicht von der alpinen nennenswert ergriffen worden. Ueber das Streichen seiner voralpinen Orogene geben seine Skizzen Auskunft.

Nach *Termier*, *Argand*, *Staub* einerseits und *Kober*, *Jenny* u. a. andererseits ist das penninische Faciesgebiet von der hercynischen Faltung erfasst worden. Ueber das Ausmass dieser

Faltung gehen jedoch die Meinungen dieser Forscher stark auseinander. Da der Venediger Nordrand in der Fortsetzung des Briançonnais und der Surettastirn gelegen ist, so sollten analoge Verhältnisse vorliegen wie dort, wo eine hercynische Faltung allgemein anerkannt ist und Trias und Lias diskordant auf Karbonmulden und Kristallin übergreifen. In den Tauern ist dagegen eine hercynische Faltung mit diskordantem Perm auf Kristallin und Karbonmulden effektiv bis heute nicht nachgewiesen. Die Diskordanz des Elskars (*Sander* 123), welche *Dal Piaz* (32) als Beweis einer hercynischen Faltung anführen möchte und die im Wimmertal von *Hammer* (60) beschriebene sind insofern von besonderer Art, weil ein Winkel zwischen der Schieferungsrichtung im Orthogneis und der Schichtung der Paraserie besteht. Die schon von *Becke* (11) beobachtete Divergenz am Nordrand des Venedigerkernes tritt nur sporadisch auf. Sie ist als Detailerscheinung zu werten und nicht als Beweis für eine ältere Struktur. Es kann während alpiner Bewegungen sehr wohl zu diesen lokalen Schichtverstellungen gekommen sein. Die Diskordanz unter der Rettelwandtrias ist ebenfalls durch die alpine Tektonik, d. h. durch das Auskeilen eines tektonischen Elementes bedingt (Taf. III, Fig. 12).

Dal Piaz (32) erachtet das hercynische Relief im Venediger Raum erwiesen durch die stark wechselnde Facies der permokarbonen Schichtserie und deren stark ändernde Mächtigkeit. Wenn dies eben permokarbone Serien sind!

Nach *Termier* (168) wäre anzunehmen, dass die hercynischen Falten im penninischen Gebiet parallel dem heutigen Gebirge streichen. *Kober* (81) sagt, dass dieselben Ost-West verlaufen.

Dass auch die kristallinen Kerne zur Deckenparallelisierung allgemein verwendet worden sind und auch verwendet werden durften, deutet darauf hin, dass der penninische Untergrund eine im grossen und ganzen dem Alpenstreichen parallele Zonengliederung aufgewiesen haben muss, die durch die hercynische oder durch eine ältere Orogenese bedingt sein könnte.

In unserer Venediger Einheit sind drei verschiedene Faciesreihen des Permokarbons ausgebildet, die, wenn sie tatsächlich permokarbonen Alters sind, auf hercynische Reliéfunterschiede und damit auf die hercynische Orogenese schliessen lassen.

1. Parakristallin der Venediger Hauptmasse im Liegenden der ersten Hochstegenkalklage, bestehend aus: Chloritoidschiefern, Muskowitschiefern, Sericitquarzit, Graphitquarziten und Graphitphylliten. Diese Serie ist ausgezeichnet durch ihre geringe Mächtigkeit. Sie erreicht in unserem Gebiet nur maximal 20 m.
2. Kirchspitzkristallin mit Arkosegneisen und Glimmerschiefern. Diese Serie ist durchgehend glimmerreich und von intensiv grüner Farbe.
3. Hanger-Torhelm- und Farmbichlkristallin mit graugrünlischen Arkosegneisen von typisch porphyrischer Struktur, die relativ glimmerarm sind und in Quarzite übergehen. Die Quarzite sind recht mannigfaltig ausgebildet. So kommen hier u. a. auch dichte, sehr feinkörnige Varietäten vor, dann die blätterigen Quarzite, die den „Quartzites feuilletés“ der Westalpen entsprechen, sowie graphitische Quarzite und Phyllite. Selten und schwach treten auch etwa Glimmerschiefer auf.

Das Kirchspitzkristallin und auch das Hanger-Torhelm- und Farmbichlkristallin sind so viel mächtiger als die Paraserie des Venedigerkernes unter der ersten Hochstegenkalklage. Die klastische Sedimentation ist in der Venediger Paraserie nur spurenweise vertreten, während sie in den andern Facieszonen zur Bildung grosser Gesteinsmassen geführt hat.

Die Kirchspitzkristallin-Facies ist glimmerreich, also eine tonige Sedimentation. Dagegen ist die Hanger-Torhelm- und Farmbichlkristallin-Facies glimmerarm. Es handelt sich also in diesem Faciesgebiet um eine quarzitische Sedimentation.

Interessanterweise verteilen sich diese drei Faciestypen auf ganz bestimmte tektonische Elemente. Diese Tatsache beweist indirekt, dass die alpinen Ueberschiebungslinien den alten Anlagen, durch welche die Faciesverteilung unseres Permokarbons bedingt wurde, parallel gingen.

Strenge Parallelität zwischen Faciesstreifen und Ueberschiebungsbahnen herrscht jedoch nicht; das zeigt z. B. das Kirchspitzkristallin, dessen Facies auch auf den Venedigerkern übergreift. Die gleiche Facies findet sich dort, entgegen der Regel, in zwei benachbarten tektonischen Elementen. Der Faciesstreifen Hanger-Torhelmkristallin und Farmbichlkristallin wird

auch durch eine alpine Ueberschiebungsfläche schief durchschnitten, sodass dieselbe Facies in zwei benachbarte tektonische Elemente eingegangen ist.

Würden die alpinen Linien die alten Faciesstreifen in einem grösseren Winkel kreuzen, so müssten wir die drei verschiedenen Faciestypen in jedem tektonischen Element vorfinden.

Morphologische Bemerkungen.

Die Morphologie unseres Gebietes wird einmal behandelt von *Bettina v. Rinaldini* (113) in ihrer Arbeit „Die Kitzbühler Alpen“. Sie weist auf den Umstand hin, dass es oft schwer hält, Moränen und recente Schuttbildungen zu unterscheiden und dass der Schuttmantel, der das ganze Gebiet bedeckt, sich in kriechender Bewegung befindet. Die Anlage des Gerlostales erklärt sie durch einen Grabenbruch (Fortsetzung des Pinzgauer Grabens). Durch Schiefstellung der abgesunkenen Grabenserie soll der Gerlos Bach an den Nordrand des Grabens abgeglitten sein.

Bobek (22) beschreibt die Morphologie unseres Gebietes ebenfalls in seiner Arbeit: „Die Formentwicklung der Zillertaler und Tuxer Alpen im Einzugsgebiet des Zillers“. Im Einzugsbereich des Zillers will er zehn verschiedene Verebnungsniveaus feststellen können, die mit A, B, C¹, C, D, E, F, G, H, J, K bezeichnet werden. Ueber das Vorkommen dieser Verebnungsniveaus gibt eine Uebersichtskarte Auskunft und Längs- und Querprofile der Täler orientieren über Höhenlage und Häufigkeit seiner alten Talbodenreste.

Wie *Bobek* auch selbst bemerkt, ist für morphologische Studien eine geologische Grundlage unerlässlich. Unseres Erachtens wird jedoch die Geologie bei ihm zu summarisch abgetan, wovon auch seine geologische Uebersichtskarte einen Begriff gibt. Es zeigt sich nämlich, dass viele alte Talbodenreste *Bobeks* allein geologisch, d. h. durch den Gesteinswechsel bedingt sind. Erst mit Hilfe einer genauen geologischen Kartierung kann in einem so kompliziert gebauten Gebiet, wie es das unsere ist, auch die Morphologie sinnvoll beschrieben werden.

In einer späteren Publikation wird sich vielleicht Gelegenheit bieten darauf einzutreten, welche *Bobek'schen* Niveaureste

unseres Gebietes sich als durch Gesteinswechsel bedingte Leisten erklären lassen. Hier soll nur ein Beispiel, das auch *Bobek* für besonders schön erachtet, denn es ist durch eine Photo und ein Profil illustriert, näher betrachtet werden.

Der Querschnitt des Zillertales bei Mayrhofen zeigt besonders klar die Beziehungen zwischen der Morphologie und der geologischen Struktur dieses Gebietes. Um jedoch diese Zusammenhänge abzuklären, ist eine sorgfältige Begehung unerlässlich, weil der Moränenschutt den geologischen Bau stark maskiert.

Auf der Terrasse von Astegg, Niveau F zieht ein Schistes lustrés-Zug durch. Dessen leichte Verwitterbarkeit zwischen widerstandsfähigen kristallinen Gesteinen hat diese Terrasse bedingt. Der Astegg Bach fließt in Schistes lustrés. Auf der gegenüberliegenden Seite zieht derselbe Schistes lustrés-Zug viel höher oben, an dem Taleck durch und verursacht dort die Verflachung Hollenzberg-Laberg, die von *Bobek* als Niveau D bezeichnet wird.

Das Niveau D auf der linken Seite des Zillertales entspricht der ebenen Kontaktfläche Sauwandtrias-Gschösswandtrias. Das Niveau C wird gebildet durch die Schichtplatten der Gschösswandtrias. Das Niveau F vom Steinerkogel auf der rechten Flanke des Zillertales setzt sich als Terasse hangaufwärts fort bis ins Brandbergerjoch. Damit zeigt sie ihre Bindung an geologische Strukturlinien, denen sie folgt.

Diese Beispiele, die zeigen, dass Gehängeverflachungen im Zusammenhang stehen mit dem Gesteinswechsel und mit der Lagerungsform, liessen sich fast beliebig vermehren. Ueberdies erscheint uns die Häufigkeit der von *Bobek* beschriebenen Terrassen zu gering, als dass damit 10 verschiedene Verebnungsflächen konstruiert werden könnten.

Die im Zillertal bei Mayrhofen stark entwickelten Terrassen setzen sich eigentümlicherweise talaus nicht weiter fort. Sie sind eben nur dort, wo sie durch den geologischen Bau verursacht sind, oder in ihrer Bildung begünstigt werden, ausgebildet. Sie sind gebunden an das Durchstreichen der Tauerngesteinsserie. Dass sie weiter talauswärts fehlen, ist nur einmal mehr ein deutlicher Hinweis für den Zusammenhang von Morphologie und geologischem Bau.

Kurze Zusammenfassung der Resultate.

Die geologische Untersuchung ergab folgende Grossgliederung des Tauernnordrandes zwischen Mayrhofen und Krimml:

1. **Venediger Decke**; bestehend aus der Venediger Hauptmasse mit dem Zentralgneis des Venedigerkernes und dem ersten Hochstegenkalk, der Kirchspitzschuppe, der Hanger-Torhelmschuppe und der Farmbichlschuppe. Die Kirchspitz- und die Hanger-Torhelmschuppe ziehen im Schönachtal seitwärts in den Kopf der Venediger Kernmasse hinein, indem die beiden ersten Hochstegenkalkzüge nach Osten hin abtauchen. Während die Kirchspitz- und Hanger-Torhelmschuppe ins Tux hinein weiterziehen, ist die Farmbichlschuppe nur im Gebiet zwischen Schönachtal und Krimml nachweisbar.

2. **Schistes lustrés-Decke**. Es lassen sich zwei Schistes lustrés-Züge erkennen, einer von Astegg und einer vom Plattenkogel. Die in sich stark verschuppten liasischen Schichten, die in stark wechselnder Menge auch Kristallin und Trias führen, scheinen sich gegenseitig abzulösen, indem nämlich der Astegger Zug in der Brandrinne (Wildgerlostal) auskeilt und dafür der Plattenkogel-Schichtkomplex in der Gegend von Gerlos Ort einsetzt. Ebenso lassen sich zwei kristalline Hauptzüge in dieser Decke feststellen. Der erste, südlichere Zug, im Westen bis zum Arbiskögerl nur durch unzusammenhängende Schuppen angedeutet, schwillt im Osten zur mächtigen parakristallinen Masse des Schönbichl an und enthält die graphitische Serie vom Blauen. Der zweite, nördlichere Zug indessen, das Kristallin Larchkopf-Wilder Bach mit den charakteristischen metamorphen Quarzporphyren, ist vom Tux her nicht weit über Gerlos Ort hinaus zu verfolgen.

Venediger Decke und Schistes lustrés-Decke sind zu der neuen Glocknereinheit *Staub's* zusammenzufassen. Die Venediger Decke stellt die Stirnzone und die Schistes lustrés-Decke den Rücken jener Glocknerdecke sensu novo dar.

3. **Matreier Zone**. Sie bedingt durch ihr Anschwellen im Gerlostal die Ausbuchtung der penninischen Tauernserie in die Quarzphyllite des Kreuzjoches hinein (Einwicklung). Die ein-

zelenen Elemente dieser Schuppenzone haben in der Streichrichtung eine nur sehr beschränkte Ausdehnung. Es sind dies die Rettelwandserie (Trias und Kristallin), die Riederbachtrias, das Kristallin auf der rechten Flanke des Gerlostales, das mit dem Larchkopf-Wilder Bach-Kristallin nahe verwandt ist, und als höchstes Glied die Richbergkogelserie.

4. **Krimmler Trias.** Während die Matreier Zone das Hochpenninikum darstellt, ist die Krimmler Trias das einzige grisonide Element unseres Gebietes.

5. **Grauwackenzone.** Die Quarzphyllite der oberostalpinen Grauwackenzone begrenzen die Tauernserie durch das ganze Gebiet hindurch gegen Norden.

Die stratigraphisch-petrographische Analyse ist es vor allem, die die vorstehende Gliederung stützt, indem sie ergeben hat, dass sich altersgleiche Schichtreihen, die aber von abweichender Faciesentwicklung sind, repetieren. Deckenstruktur und die Annahme grosser Schubweiten in Süd-Nord-Richtung allein können das Nebeneinander so verschiedener Faciesabkömmlinge auf so schmalem Profil erklären. Die Wiederholung nur unwesentlich voneinander abweichender Gesteinsreihen ist dagegen bloss das Ergebnis der Zerschuppung ein und desselben Faciesbereiches während des Transportes unter einem Trai-neau éraseur, als den wir die austride Gesamt-Schubmasse betrachten müssen.

Die Faciesdifferenzen der obenstehenden Glieder erstrecken sich vom Altkristallin und fraglichem Permokarbon, über die Trias bis in die nachtriadischen Gesteine, zonenweise bis an die Kreide.

Von besonderer Wichtigkeit ist die Feststellung der Richbergkogelserie im Liegenden der Pinzgauer Phyllite, die mit ihren Breccien obermesozoischen Alters sicher der penninischen Tauernserie zugewiesen werden kann und die eine klare Grenze derselben gegen die Grauwackenzone im Gebiete zwischen Mayrhofen und Krimml markiert.

In der Venediger Decke lassen sich anhand der „permokarbonen“ Faciesverteilung ältere Anlagen eruieren. Dieselben verliefen grosso modo parallel den alpinen Dislokationsflächen.

Literaturverzeichnis.

1. *Aigner, G.* Eine Graptolithenfauna aus der Grauwackenzone von Fieberbrunn in Tirol nebst Bemerkungen über die Grauwackenzone von Dienten. Sitz.ber. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. Bd. 140, Abt. 1, 1931 (23).
2. *Ambühl, E.* Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Schweiz. Min.-Petrogr. Mitt. 9, 1929 (265).
3. *Ampferer, O.* Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. Geol. B.-A. Wien, 1932.
4. *Ampferer, O.* Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Mit einer geol. Karte 1 : 25000. Geol. B.-A. Wien, 1935.
5. *Angel, F.* Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie (Obersteirische Grauwackenzone.) Jb. Geol. B.-A. 68, 1918 (29).
6. *Angel, F.* Gesteine vom südlichen Grossvenediger. N. J. f. Min. etc., Beil.-Bd. 59, Abt. A, 1929 (223).
7. *Angel, F.* Gesteinskundliche und geologische Beobachtungen in Osttirol, Venedigerabschnitt der Hohen Tauern. N. J. f. Min. etc., Beil.-Bd., Abt. A, 1929 (53).
8. *Angel, F.* und *Heritsch, F.* Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. Zentralbl. f. Min., Abt. B, 1931 (516).
9. *Argand, E.* L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. Bull. Vaud. Sc. nat., Vol. 45, No. 166, 1909.
10. *Argand, E.* Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv. XIV, 1916 (145).
11. *Becke, F.* Zur petrographischen Erforschung der Zentralkette der Ostalpen. Sitz.ber. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. 1896, 1897, 1899.
12. *Becke, F.* Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Hochalpkerns. Ebenda Bd. 118, Abt. 1, 1909 (1045).
13. *Becke, F.* und *Löwl, F.* Exkursionen in den mittleren und westlichen Abschnitt der Hohen Tauern. IX. Int. Geol.-Kongress; Führer zu den geologischen Exkursionen in Oesterreich, Wien, 1903.
14. *Becke, F.* Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. Bd. 75, 1912 (153).

15. *Bederke, E.* Zentralgneisproblem und Regionalmetamorphose. Geol. Rundsch. Bd. 26, 1935 (140).
16. *Bianchi, A.* Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. Mem. dell'Ist. geol. d. R. Univ. di Padova, Vol. X, 1932/34.
17. *Blaas, J.* Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck, 1902.
18. *Blattmann, S.* Ueberblick über die Tektonik der Radstädter Tauern. Zentralbl. f. Min., Abt. B. No. 2, 1936 (47).
19. *Bleser, P.* Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. Bull. de l'Inst. Grand-Ducal de Luxembourg, Arch. nouv. sér., Tome XIII, 1934.
20. *Bobek, H.* Ein tertiäres Schuttvorkommen im Tuxer Tale. Jb. geol. B.-A. Bd. 80, 1930 (87).
21. *Bobek, H.* Alte Gletscherstände im Gebiet der Zillertaler und Tuxer Alpen. Z. f. Gletscherkunde, Bd. 20, 1932 (138).
22. *Bobek, H.* Die Formentwicklung der Zillertaler und Tuxer Alpen im Einzugsgebiet des Zillers. Forsch. z. deutschen Landes- u. Volkskunde, Bd. 30, Heft 1, 1933.
23. *Cadisch, J.* Geologie der Schweizeralpen. Zürich, Beer & Co., 1934.
24. *Cathrein, A.* Chloritoidphyllit von Gerlos. Verh. k. k. geol. R.-A. 1888 (159).
25. *Christa, E.* Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jb. geol. B.-A. 81, 1931 (533).
26. *Christa, E.* Das Greiner-Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung. Veröff. d. Mus. Ferd. Innsbruck, 13, 1933.
27. *Cornelius, H. P.* Ueber einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. Geol. Rundsch. XI, 1920/21 (289).
28. *Cornelius, H. P.* Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. Geol. Rundsch. XVI, 1925.
29. *Cornelius, H. P.* Geologie der Err-Julier-Gruppe. I. Teil: Das Baumaterial. Beitr. z. Geol. Karte Schweiz, N. F. 70, I. Teil 1935.
30. *Cornelius, H. P.* und *Clar, E.* Erläuterungen zur geologischen Karte des Grossglocknergebietes 1 : 25000. Geol. B.-A. 1935.
31. *Creutzburg, N.* Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. Ostalpine Formenstudien Abt. 2, Heft 1, Berlin 1922.
32. *Dal Piaz, G.* Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. Mem. dell'Ist. geol. R. Univ. Padova, Vol. X, 1932/34.
33. *Dal Piaz, G.* La struttura geologica delle Austridi. Nota I. — Il sistema austroalpino lungo il bordo occidentale della „finestra dei Tauri“. Atti d. R. Ist. Veneto di scienze, etc., T. 45, parte 2, 1935/36 (353).
34. *Dal Piaz, G.* La struttura geologica delle Austridi. Nota II. — Il sistema austroalpino a sud della finestra tettonica degli Alti Tauri. Rend. d. R. Acc. naz. dei Lincei Cl. Sci. fis., mat. e nat. Vol. 23, serie 6 a, 1936 (269).

35. *Dal Piaz, G.* La struttura geologica delle Austridi. Nota III. — Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Ortles. — Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo orientale. Atti d. R. Acc. d. Scienze di Torino, Vol. 71, 1935/36 (3).
36. *Dal Piaz, G.* La struttura geologica delle Austridi. Nota IV. Riv. d. Soc. di Studi per la Venezia Tridentina. Fasc. 3, 1936 (16).
37. *Diener, C.* Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten und über den Tauerngraben im Oberpinzgau. Jb. k. k. Geol. R.-A. 50, 1900/01 (383).
38. *Diener, C.* u. M. Bau und Bild Oesterreichs, Wien und Leipzig, 1903.
39. *Distel, L.* Die Formen alpiner Hochtäler, insbesondere im Hohen Tauerngebiet und ihre Beziehungen zur Eiszeit. Mitt. geogr. Ges. München, VII, 1. Heft, 1912.
40. *Dünner, H.* Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. Diss. Univ. Zürich. Buchdr. Winterthur A.-G., 1934.
41. *Duftschild-Wilser, B.* Probleme aus der nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen. Z. d. Dtsch. geol. Ges., Bd. 82, 1930 (65).
42. *Frech, F.* Die tektonische Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Z. d. Dtsch. geol. Ges. Monatsber. 1905 (318).
43. *Führer*, Geologischer Führer der Schweiz. Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft bei Anlass ihrer 50. Jahresfeier. Fasc. III. Basel, Wepf & Cie. 1934 (149).
44. *Furlani, M.* Der Drauzug im Hochpustertal. Mitt. Geol. Ges. Wien, 5, 1912 (252).
45. *Furlani, M.* Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eissack- und Pensertal in Tirol. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. 97, 1921 (33).
46. *Gaerfner, H. R. v.* Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. Z. d. Dtsch. geol. Ges. 86, 1934 (241).
47. *Geyer, G.* Die Aufschliessungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. 82, 1907.
48. *Götzinger, G.* Zusammenstellung von Bodenbewegungen in den Jahren 1914 und 1915. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien, 59, No. 1, 1916 (57).
49. *Granigg, B.* Geologische und petrographische Untersuchungen im Ober-Mölltal in Kärnten. Jb. k. k. Geol. R.-A. 56, Heft 2, 1906 (367).
50. *Grubenmann, U.* Die kristallinen Schiefer. Berlin, Gebr. Bornträger, 1910.
51. *Grubenmann-Niggli.* Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil. Berlin, Gebr. Bornträger, 1924.
52. *Haberfelner, E.* Graptolithen aus dem unteren Ordovicium von Gaishorn im Paltental. Verh. Geol. B.-A. 1931 (235).

53. *Hammer, W.* Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jb. Geol. B.-A. 74, 1924 (1).
54. *Hammer, W.* Geologische Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz (Kärnten). Jb. Geol. B.-A., 77, 1927 (29).
55. *Hammer, W.* Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Palental (Steiermark). Jb. Geol. B.-A., 82, 1932 (127).
56. *Hammer, W.* Admont und Hieflau. Geologische Spezialkarte der Republik Oesterreich, 1 : 75000. Geol. B.-A. 1933.
57. *Hammer, W.* Aufnahmebericht über Blatt Kitzbühel-Zell am See (5049) und Hippach-Wilde Gerlosspitze (5148). Verh. Geol. B.-A. 1935 (21).
58. *Hammer, W.* Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Höllebachthal. Jb. Geol. B.-A. 85, 1935.
59. *Hammer, W.* Vorläufige Mitteilung über Studien am Tauernnordrand zwischen Zillertal und Wildgerlostal. Anzeiger d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. 23, 1935 (247).
60. *Hammer, W.* Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostals (Tirol). Jb. Geol. B.-A. 86, Heft 3/4, 1936 (265).
61. *Heim, Alb.* Geologie der Schweiz. Leipzig, Chr. Herm. Tauchnitz, 1916—1922.
62. *Heritsch, F.* Geologische Studien in der „Grauwackenzone“ der nordöstlichen Alpen. I, II und III. Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. Abt. 1, Bd. 66, 1907 (1717), Bd. 68, 1909 (115), Bd. 70, 1911 (95).
63. *Heritsch, F.* Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner. I, II und III. Geol. Rundsch. Bd. 3, Heft 3 (172), Heft 4 (237), Heft 4 (245) 1912.
64. *Heritsch, F.* Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpinodinarischen Grenze (Ostalpen). Handb. der Reg. Geol. II, Heft 18, Heidelberg, 1915.
65. *Heritsch, F.* Fossilien aus der Schieferhülle der Hohen Tauern. Verh. Geol. R.-A. No. 6, 1919 (155).
66. *Heritsch, F.* Geologie von Steiermark. Mitt. Nat. Ver. f. Steiermark, Bd. 57, 1922 (244).
67. *Heritsch, F.* Die Deckentheorie in den Alpen. Fortschr. der Geol. und Palaeont. VI, Heft 17, Berlin, 1927 (75).
68. *Hiessleitner, G.* Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. Jb. Geol. B.-A. 81, 1931 (49).
69. *Hiessleitner, G.* Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. Jb. Geol. B.-A. 85, 1935 (81).
70. *Hottinger, A.* Ueber geologische Untersuchungen in den zentralen Hohen Tauern. Eclogae geol. Helv. 24, 1931 (169).
71. *Hottinger, A.* Zur Geologie des Nordrandes des Tauernfensters in den zentralen Hohen Tauern. Eclogae geol. Helv. 27, 1934 (11).

72. *Hottinger, A.* Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. *Eclogae geol. Helv.* 28, 1935 (249).
73. *Jenny, H.* Die alpine Faltung. Berlin, Gebr. Bornträger, 1924.
74. *Jenny, H.* Zur Geschichte des alpinen Faltungsraumes. *Geol. Rundsch.* XIX, 1928 (283).
75. *Kinzl, H.* Alte Gletscherstände im Oberpinzgau und im Gerlostal. *Z. f. Gletscherkunde*, 18, Heft 1—3, 1930 (227).
76. *Kleibelsberg, R. v.* Geologie von Tirol. Berlin, Gebr. Bornträger, 1935.
77. *Klipstein, A. v.* Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen. Giessen, 1875.
78. *Kober, L.* Ueber Bau und Entstehung der Ostalpen. *Mitt. der Geol. Ges. Wien*, 5, 1912 (345).
79. *Kober, L.* Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. *Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. Abt. 1, Bd. 130, Heft 10, 1921/22* (375).
80. *Kober, L.* Das östliche Tauernfenster. *Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. Bd. 98, 1922* (201).
81. *Kober, L.* Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, Gebr. Bornträger, 1923.
82. *Kölbl, L.* Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. *Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. Abt. 1, Bd. 133, Heft 7/8, 1924* (291).
83. *Kölbl, L. und Schiener, A.* Zur Petrographie und Tektonik der Grossvenedigergruppe in den Hohen Tauern. *Zentralbl. f. Min. Abt. B, No. 3, 1928* (174).
84. *Kölbl, L.* Petrographisch-Geologisches über das Venedigergebiet. *Mitt. d. Min. Ges. Wien No. 92, 1929* (10) in: *Tschermaks Min.-Petr. Mitt. Bd. 40, 1930*.
85. *Kölbl, L.* Zur Tektonik des Tauernfensters. *Anzeiger d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. 1931* (242).
86. *Kölbl, L.* Das Nordostende des Grossvenedigermassivs. *Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. Abt. I, Bd. 141, 1932* (39).
87. *Kölbl, L.* Der Nordrand des Hohen Tauernfensters zwischen Mittersill und Kaprun. *Anzeiger d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. 69, 1932* (266).
88. *Kölbl, L.* Das Tauernproblem in den Ostalpen. *Geol. Rundsch. Bd. 26, Heft 1/2, 1935* (151).
89. *Kossmat, F.* Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. *Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. VI, 1913* (61).
90. *Kossmat, F.* Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. *Abh. d. sächs. Ak. d. Wiss., Math.-phys. Kl. Bd. 38, No. II, 1920*.
91. *Kraus, E.* Der Abbau der Gebirge. Bd. I: Der alpine Bauplan. Berlin, Gebr. Bornträger, 1936.

92. Löwl, F. Der Gross-Venediger. Jb. k. k. Geol. R.-A. Bd. 44, 1894 (515).
93. Löwl, F. Der Granatspitzkern. Ebenda Bd. 45, 1895 (615).
94. Mohr, H. Ein neuer Pflanzenfund im metamorphen Carbon der Ostalpen und seine Stellung im alpinen Bauplan. Centralbl. f. Min. Abt. B. 1933 (98).
95. Neher, J. Der Nordrand der Hohen Tauern im Venedigergebiet (Zone von Krimml). Diplomarbeit. Archiv des Geol. Inst. der Eidg. Techn. Hochschule, Zürich, 1932.
96. Niggli, P. Die Chloritoidschiefer des nordöstlichen Gotthardmassives. Beitr. z. Geol. Karte Schweiz, N. F. 36, 1912.
97. Ohnesorge, Th. Ueber Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. Verh. k. k. Geol. R.-A. 1905 (373).
98. Ohnesorge, Th. Ueber Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über die Tektonik dieser Gebiete. Verh. k. k. Geol. R.-A. 1908, No. 5 u. 6 (119).
99. Ohnesorge, Th. Ueber Schichtfolge und Bau in der Umgebung von Kitzbühel. Verh. Geol. B.-A. 1909 (350).
100. Ohnesorge, Th. Rattenberg, Geologische Spezialkarte 1 : 75000, aufgenommen von O. Ampferer und Th. Ohnesorge. Hrs. k. k. Geol. R.-A. 1918.
101. Ohnesorge, Th. Blatt Kitzbühel, Geologische Spezialkarte 1 : 25000 mit Profiltafel. Hrs. k. k. Geol. R.-A. 1919.
102. Ohnesorge, Th. Aufnahmebericht (Glemmtal). Verh. Geol. B.-A. 1920 (18).
103. Ohnesorge, Th. und Ampferer, O. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Oesterreich. Blatt Innsbruck-Achensee. 1924.
104. Ohnesorge, Th. Aufnahmebericht (Kelchalpengebiet). Verh. Geol. B.-A. 1924/25 (17).
105. Ohnesorge, Th. Aufnahmebericht über Blatt St. Johann i. P. (5050). Verh. Geol. B.-A. 1926/27 (9).
106. Ohnesorge, Th. Bericht über geologische Untersuchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau. Anzeiger d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. 66, 1929 (200).
107. Ott, E. Geologie der westlichen Berggünertöcke. Beitr. z. Geol. Karte Schweiz, N. F. 49, V. Abt. 1925.
108. Penck, A. und Brückner, Ed. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, Ch. H. Tauchnitz, 1909.
109. Peters, C. Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgau. Jb. k. k. geol. R.-A. 1854.
110. Peters, C., Lipold und Teller, F. Geologische Spezialkarte 1 : 75000. Blatt Grossglockner. NE-Teil des Blattes 1853, SW-Teil des Blattes 1883. Manuskriptkarte.
111. Pia, J. Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae. Beitr. z. Pal. u. Geol. Oesterreich-Ungarns und des Orients. Bd. 25, Heft 1, 1912 (25).

112. *Pichler, A.* Beiträge zur Geognosie Tirols. Zeitschr. d. Ferdinandeums f. Tirol u. Vorarlberg, 3. Folge, 1859.
113. *Rinaldini, B. v.* Die Kitzbühler Alpen. Ostalp. Formenstud. Abt. 2, Heft 3, Berlin, 1923.
114. *Roothaan, H. Ph.* Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vals, Bündner Oberland. Jahresber. d. Natf. Ges. Graubünden, 1919.
115. *Rothpletz, A.* Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen nebst Anhang über die Glarner Doppelfalte. Stuttgart, 1894.
116. *Rüetschi, G.* Zur Kenntnis des Rofnagesteins. Eclogae geol. Helv. VIII, No. 1, 1903.
117. *Sander, B.* Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. (Erster Bericht). Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. Bd. 82, 1911 (258).
118. *Sander, B.* Zum Vergleich zwischen Tuxer und Prättigauer Serien. Verh. k. k. Geol. R.-A. No. 15, 1911 (339).
119. *Sander, B.* Ueber einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jb. k. k. Geol. R.-A. Bd. 62, Heft 2, 1912 (219).
120. *Sander, B.* Geologische Exkursionen durch die Tuxer Alpen und den Brenner. Führer zu den geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Leipzig, 1913 (39).
121. *Sander, B.* Zur Geologie der Zentralalpen.
I. Alpinodinarische Grenze in Tirol.
II. Ostalpin und Lepontin.
III. Stand der Deckentheorie in den Zentralalpen.
Verh. k. k. Geol. R.-A. No. 9 u. 10, 1916 (206 u. 223).
122. *Sander, B.* Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. Geol. B.-A., Heft 3 u. 4, 1921 (173).
123. *Sander, B.* Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht. Jb. Geol. B.-A., Bd. 70, Heft 3 u. 4, 1920/21 (273).
124. *Sander, B.* Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen. Schlernschriften 16, Innsbruck 1929.
125. *Schmidt, W.* Grauwackenzone und Tauernfenster. Jb. Geol. B.-A., Bd. 71, Heft 3 u. 4, 1921 (101).
126. *Schmidt, W.* Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verh. Geol. B.-A., No. 5 u. 6, 1922.
127. *Schmidt, W.* Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl., Bd. 99, 1924 (309).
128. *Schwinner, R.* Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. Geol. Rundsch., Bd. 20, Heft 3, 4/5, 1929 (211, 343).
129. *Schwinner, R.* Die älteren Baupläne in den Ostalpen. Z. d. Dtsch. geol. Ges. Bd. 81, 1929 (110).
130. *Schwinner, R.* Die Makroseismen vom 14. Mai 1930, bezogen auf den Bau der Ostalpen. Gerlands Beitr. z. Geophysik. Bd. 28, 1930 (413).

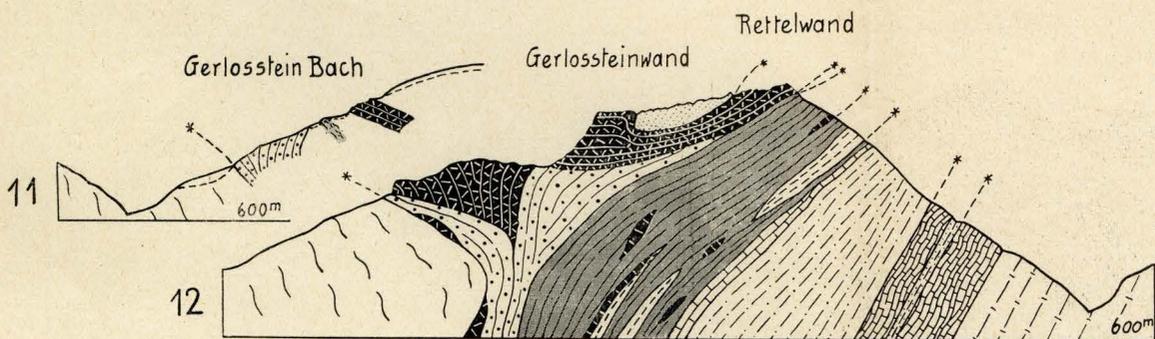
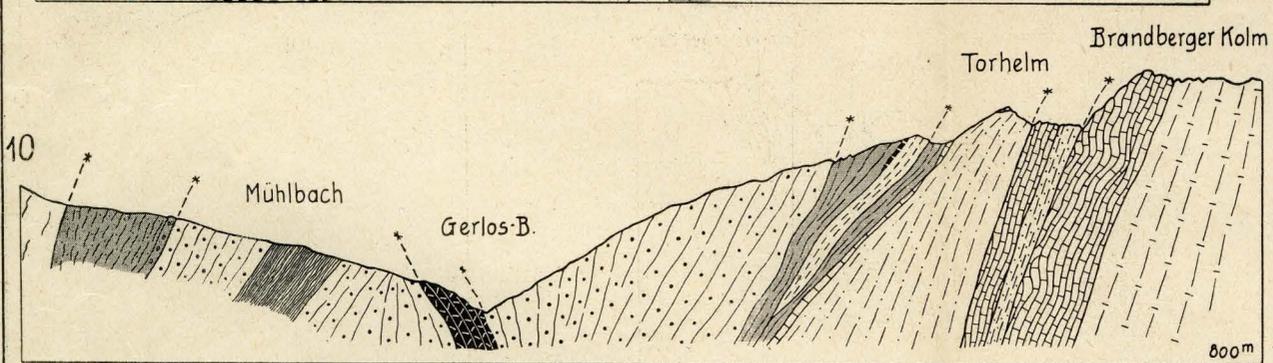
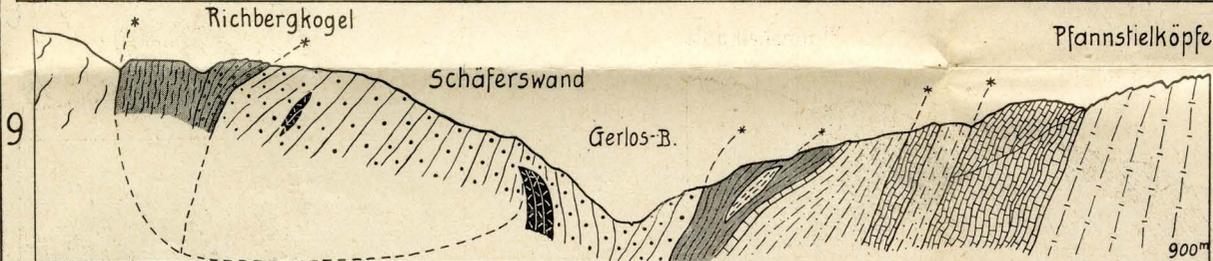
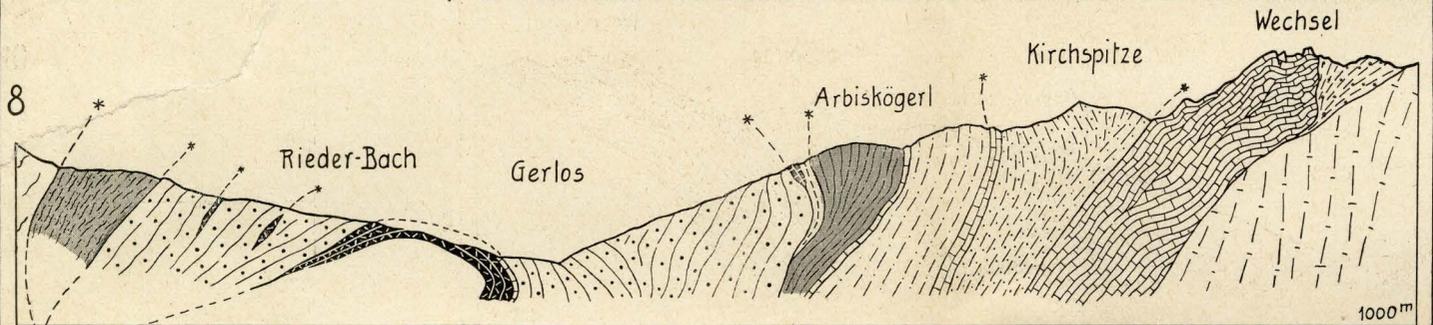
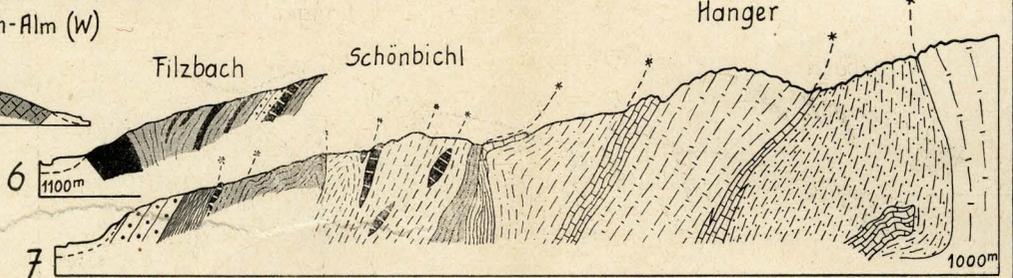
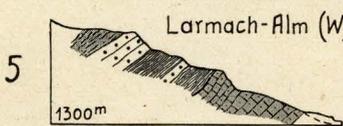
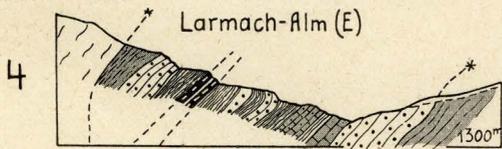
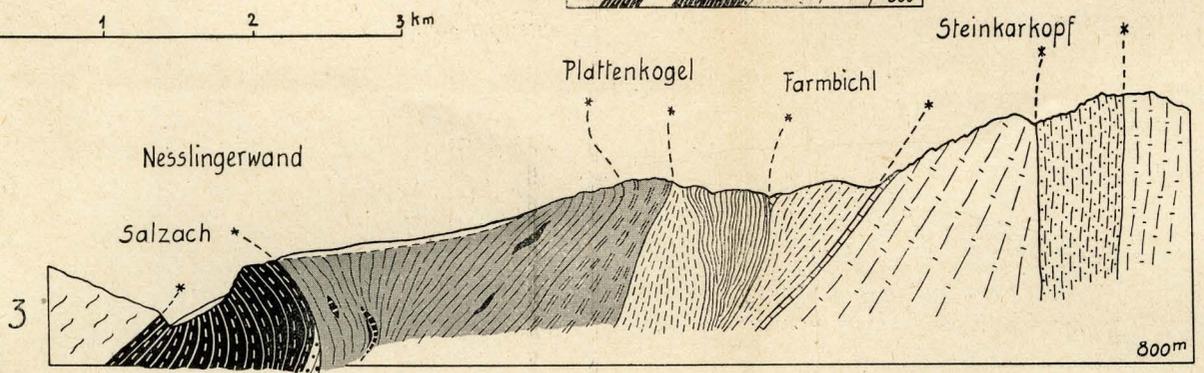
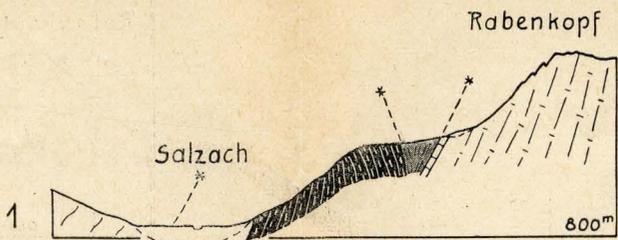
131. *Schwinner, R.* Gebirgsbau und Erdmagnetismus in Böhmischer Masse und Ostalpen. Ebenda, Bd. 39, Heft 1, 1933 (58).
132. *Schwinner, R.* Zur Stratigraphie der Tarntaler und Radstädter Berge. Jb. Geol. B.-A. 85, Heft 1—4, 1935 (51).
133. *Sonklar, C.* Die Zillertaler Alpen mit besonderer Rücksicht auf Orographie, Gletscherkunde und Geologie. Petermanns Mitt. Ergänzungsheft 32, Gotha 1872.
134. *Spengler, E.* Ueber die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. Mit einem petrographischen Anhang von H. P. Cornelius. Verh. Geol. B.-A. 1926 (127).
135. *Spitz, A.* Studien über die facielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. Jb. Geol. B.-A. 68, 1918/19 (171).
136. *Srbik, R.* Geologische Bibliographie der Ostalpen von Graubünden bis Kärnten. Bd. I und II, hrsg. v. Deutschen und Oesterreichischen Alpenverein. München und Berlin, R. Oldenbourg, 1935.
137. *Stache, G.* Die krystallinischen Schiefergesteine im Zillerthale in Tyrol. Verh. k. k. Geol. R.-A., 1870 (216).
138. *Stache, G.* Ueber die Steinkohlenformation der Centralalpen. Verh. k. k. Geol. R.-A. 1872 (78).
139. *Stark, M.* Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. Bd. 71, Abt. 1, 1912 (195).
140. *Staub, R.* Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 60, 1915 (55).
141. *Staub, R.* Tektonische Studien im Berninagebirge. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 61, 1916 (324).
142. *Staub, R.* Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. Geol. Karte Schweiz, N. F. 46, I, 1916.
143. *Staub, R.* Ueber Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. Geol. Karte Schweiz, N. F. 46, III, 1917.
144. *Staub, R.* Ueber geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. Eclogae geol. Helv. XV, 1920 (492).
145. *Staub, R.* Neuere Ergebnisse in der Erforschung Graubündens. Eclogae geol. Helv. XVI, 1920 (1).
146. *Staub, R.* Zur Nomenklatur der ostalpinen Decken. Eclogae geol. Helv. XVI, 1920 (35).
147. *Staub, R.* Ueber Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich. 65, 1920 (323).
148. *Staub, R.* Zur Tektonik der penninischen Decken im Val Malenco. Jahresber. d. Natf. Ges. Graubünden, 1921.
149. *Staub, R.* Geologische Karte der Val Bregaglia. Beitr. z. Geol. Karte Schweiz. Spez. Karte 90, 1921.

150. *Staub, R.* Ueber die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweiz. Min.-petrogr. Mitt. II, 1922.
151. *Staub, R.* Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. Karte Schweiz, N. F. 52, 1924.
152. *Staub, R.* Geologische Karte des Avers. Beitr. z. Geol. Karte Schweiz. Spez. Karte 97, 1926.
153. *Staub, R.* Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 69, Abh. 1, 1934.
154. *Staub, R.* Des raccords tectoniques entre les nappes valaisannes et grisonnes. C. R. S. de la Soc. Géol. de France, No. 4, 1936 (56).
155. *Staub, R.* Interprétation nouvelle du bâti austroalpin des Grisons. Ebenda, No. 5, 1936 (81).
156. *Staub, R.* Sur la répartition des faciès penniques dans les Grisons. Ebenda, No. 6, 1936 (97).
157. *Staub, R.* La succession pennique des Tauern à l'Est du Gross-Glockner. Ebenda, No. 15, 1936 (257).
158. *Staub, R.* Nouvelles remarques sur les nappes penniques des Tauern. Ebenda, No. 16, 1936 (264).
159. *Staub, R.* Sur les rapports entre les nappes penniques des Tauern, des Grisons et des Alpes occidentales. Ebenda, No. 17, 1936 (282).
160. *Staub, R.* Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 72, Abh. 1, 1937.
161. *Staub, R.* und *Cadisch, J.* Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. Eclogae geol. Helv. XVI, 1921 (223).
162. *Steinmann, G.* Ueber die Stellung und das Alter des Hochstegenkalkes. Mitt. Geol. Ges. Wien, III, 1910 (285).
163. *Studer, B.* Geologie der Schweiz. Bd. 2. Zürich, Fr. Schulthess, 1851--1853.
164. *Stur, D.* Die Zentralalpen zwischen Hochgolling und Venediger. Jb. k. k. Geol. R.-A. 5, 1854 (818).
165. *Suess, F. E.* Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. Jb. k. k. Geol. R.-A. Bd. 44, 1894 (589).
166. *Suess, F. E.* Das Antlitz der Erde. Bd. III, 2, Leipzig, G. Freytag, 1909.
167. *Teller, F.* Ueber die Lagerungsverhältnisse am Westflügel der Hohen Tauern. Verh. k. k. Geol. R.-A. 1882.
168. *Termier, P.* Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. Géol. de France, 4. sér., t. 3, 1903/04 (711).
169. *Termier, P.* Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline. Ebenda, 4. sér., t. 5, 1905 (209).
170. *Trauth, F.* Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien; Math.-nat. Kl. Bd. 100 u. 101, 1926--1928 (101, 29).
171. *Trümpy, D.* Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 46, 1916.

172. *Tschopp, H.* Die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes (Wallis). *Eclodge geol. Helv.* Vol. XVIII, 1923 (77).
173. *Uhlig, V.* Der Deckenbau in den Ostalpen. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 1909 (462).
174. *Vacek, M.* Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. *Jb. k. k. Geol. R.-A.* 34, 1884 (609).
175. *Wegmann, E.* Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). *Bull. Soc. Neuchâteloise d. Sc. nat.* t. 47, 1922/1923.
176. *Wehrli, H.* Monographie der interglacialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. *Jb. Geol. B.-A.* 78, 1928 (357).
177. *Weinschenk, E.* Die Resultate einer petrographischen Untersuchung des Grossvenedigerstockes in den Hohen Tauern. *Zentralbl. f. Min. etc.* 1903 (401).
178. *Weinschenk, E.* Die Tiroler Marmorlager. *Z. f. prakt. Geol.* 1903 (131).
179. *Zyndel, F.* Ueber den Gebirgsbau Mittelbündens. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F. 41, 1912.

**Querprofilserie
durch den Tauernnordrand
zwischen Mayrhofen
und Krimml.**

1 2 3 km

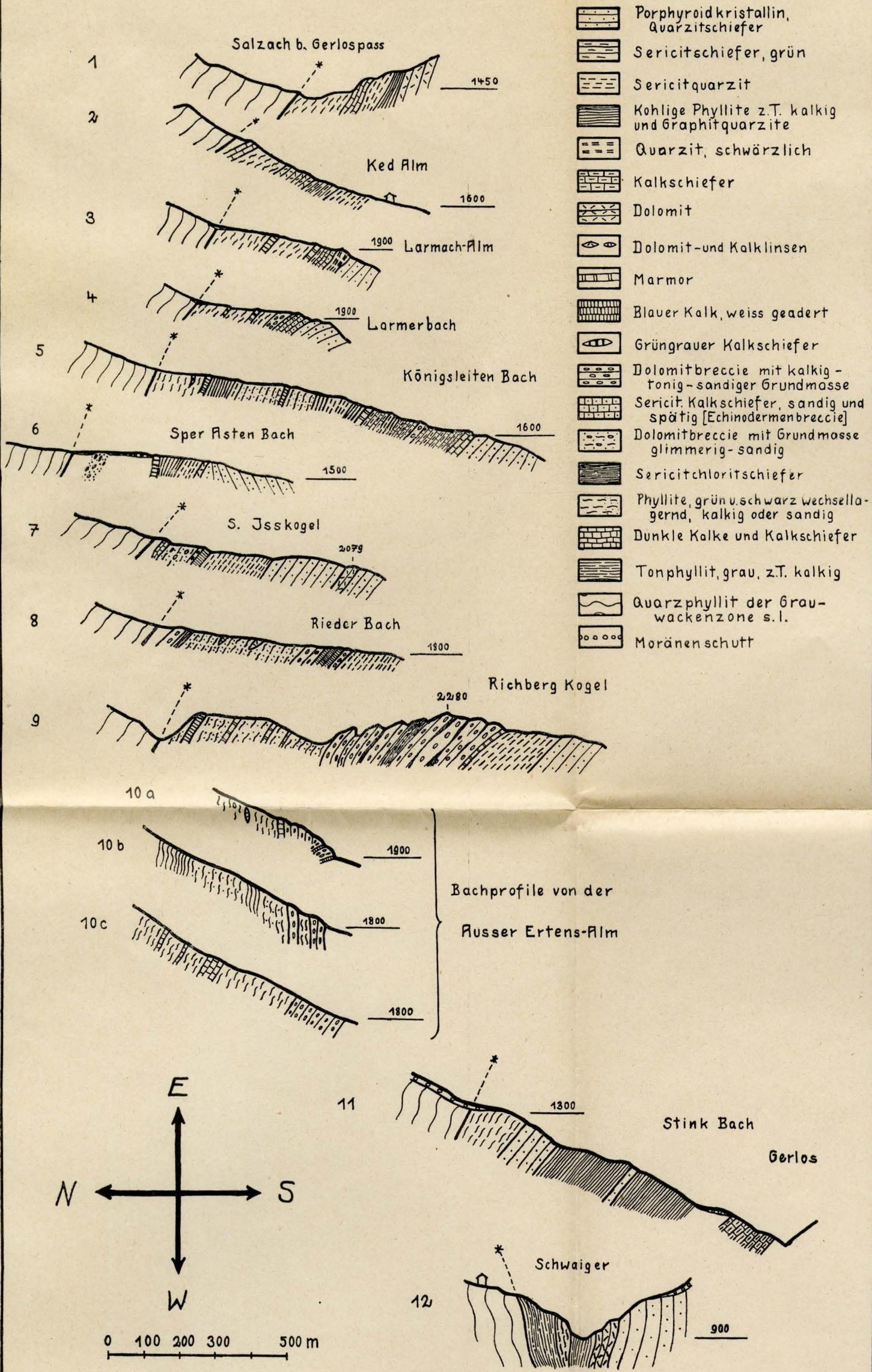


- Austriden**
- Tiroliden**
- Quarzphyllit der Grauwackenzone
- Grisoniden**
- Krimmler Trias
- Penniden**
- Matreier Schuppenzone**
- Richbergkogelserie
- Trias
- Kristallin mit metamorphem Quarzporphyr
- Kohlige Phyllite und Quarzite
- Rettelwandkristallin

- Schistes lustrés Schuppenzone**
- Schuppenserie mit Schistes lustrés, Ophiolithen, Glimmerschiefern, Graphitquarziten und Marmoren
- Schistes lustrés, quarzitisches
- Schistes lustrés
- Ophiolithe
- Trias
- Kristallin mit metamorphem Quarzporphyr
- Parakristallin (Schönbichl)
- Graphitisches Kristallin (Blauen)
- Venedigerdecke**
- Hochstegenkalk
- Farnbichl- und Tormhelmkristallin
- Kirchspitzkristallin
- Kristallin der Venediger Hauptmasse, vorwiegend Orthogesteine

Detailprofile durch die Unterlage des Quarzphyllites auf der Nordseite des Gerlostales

(Richbergkogelserie).

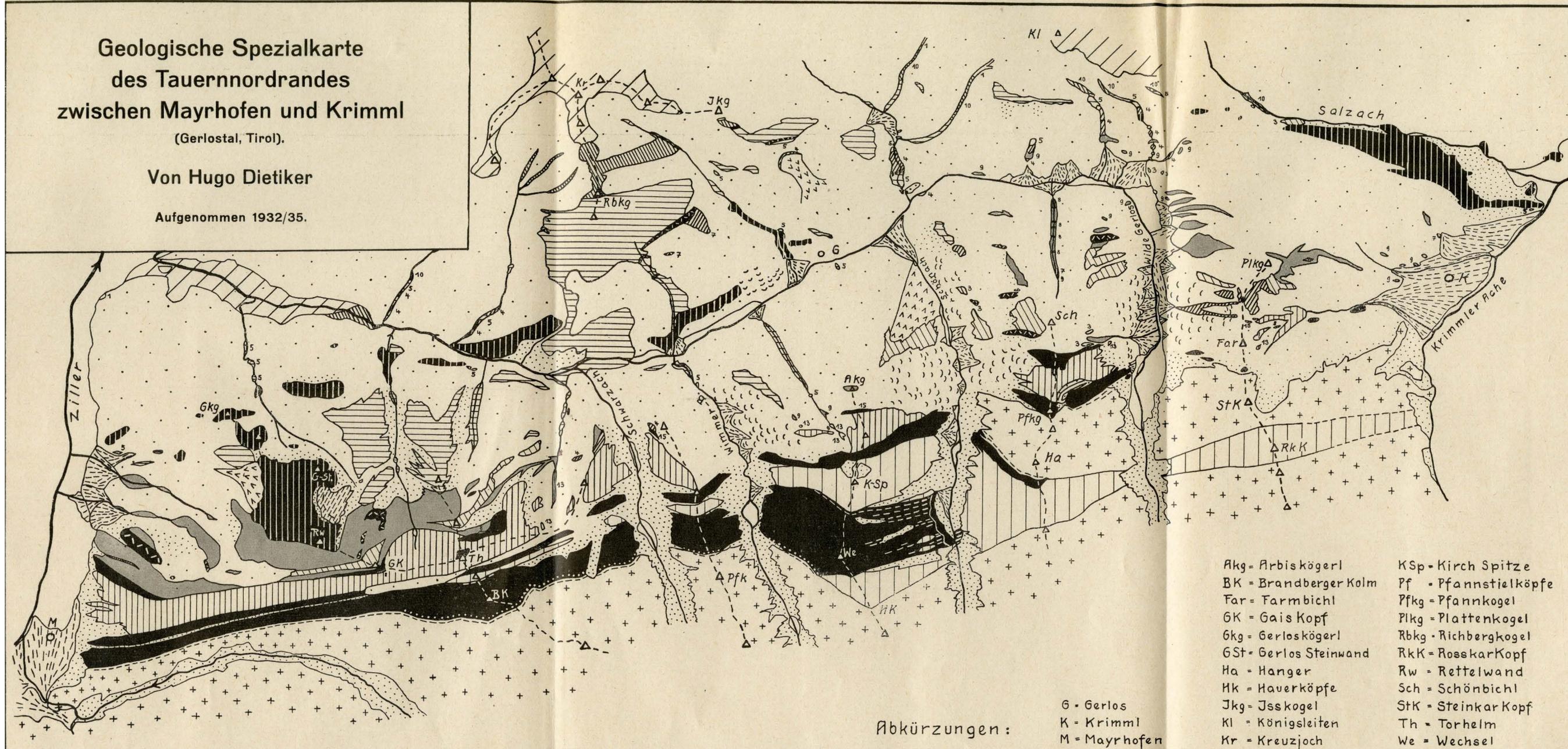


Geologische Spezialkarte des Tauernnordrandes zwischen Mayrhofen und Krimml

(Gerlostal, Tirol).

Von Hugo Dietiker

Aufgenommen 1932/35.



- Alluvionen
- Bachschuttkegel
- Gehängeschutt
- Moränenschutt
- Fließende Hänge
- Sackung

Venediger Einheit

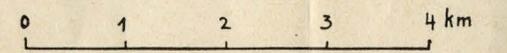
- 15 Hochstegenkalk, ob. Grenzhorizont
- 15 Hochstegenkalk
- 14 Hochstegenkalk-Basis
- 13 Paragneise Farmbichl u. Torhelm
- 12 Paraserie Kirchspitze
- 11 Orthogneis
- Paraserie d. Hauptmasse

Schuppenzone ü.d. Venedigereinheit

- 10 Richbergkogelserie "Flysch"
- 9 Schistes lustrés Lias
- 8 Ophiolithe
- 7 Trias i. allg.
- 6 Trias Rettelwand-Krimml
- 5 Krist. mit met. Quarzporphyren
- 4 Köhlige Phyllite u. Quarzite
- 3 Paragneise u. Quarzite
- 2 Rettelwand Kristallin

Grauwackenzone

- 1 Quarzphyllit



Abkürzungen:

- G = Gerlos
- K = Krimml
- M = Mayrhofen

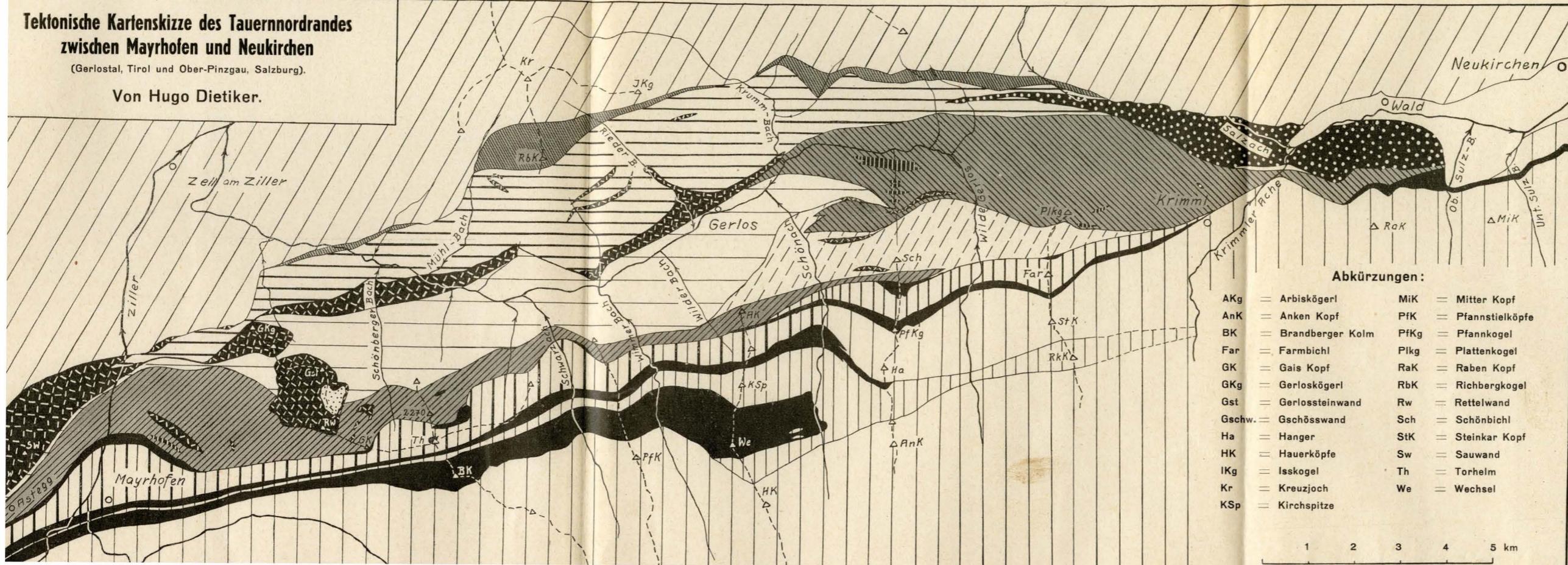
- Akg = Arbiskögerl
- BK = Brandberger Kolm
- Far = Farmbichl
- GK = Gais Kopf
- Gkg = Gerloskögerl
- GSt = Gerlos Steinwand
- Ha = Hanger
- Hk = Haverköpfe
- Jkg = Jsskogel
- Kl = Königsleiten
- Kr = Kreuzjoch

- KSp = Kirch Spitze
- Pf = Pfannstielköpfe
- Pfk = Pfannkogel
- Plkg = Plattenkogel
- Rbk = Richbergkogel
- RkK = Rosskar Kopf
- Rw = Rettelwand
- Sch = Schönbichl
- StK = Steinkar Kopf
- Th = Torhelm
- We = Wechsel

**Tektonische Kartenskizze des Tauernnordrandes
zwischen Mayrhofen und Neukirchen**

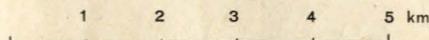
(Gerlostal, Tirol und Ober-Pinzgau, Salzburg).

Von Hugo Dietiker.



Abkürzungen:

- | | |
|-----------------------|-----------------------|
| AKg = Arbiskögerl | MiK = Mitter Kopf |
| AnK = Anken Kopf | PfK = Pfannstielköpfe |
| BK = Brandberger Kolm | PfKg = Pfannkogel |
| Far = Farmbichl | PlKg = Plattenkogel |
| GK = Gais Kopf | RaK = Raben Kopf |
| GKg = Gerloskögerl | RbK = Richbergkogel |
| Gst = Gerlossteinwand | Rw = Rettelwand |
| Gschw. = Gschösswand | Sch = Schönbichl |
| Ha = Hanger | StK = Steinkar Kopf |
| HK = Hauerköpfe | Sw = Sauwand |
| IKg = Isskogel | Th = Torhelm |
| Kr = Kreuzjoch | We = Wechsel |
| KSp = Kirchspitze | |



- Alluvium
- Austriden**
- Tiroliden**
- Grauwackenzone
- Grisoniden**
- Krimmler Trias
- Penniden**
- Matreier Schuppenzone**
- Richbergkogel-Serie
- Trias
- Kristallin der rechten Flanke des Gerlostales
- Kristallin der Rettelwand
- Schistes lustrés-Decke**
- Kristallin Larchkopf-Wilder Bach
- Schistes lustrés Schuppenzug von Astegg
- Karbon vom Blauen und Schönbichlkristallin
- Schistes lustrés-Schuppenzug des Plattenkogels
- Trias
- Ophiolithe
- Venedigerdecke**
- Hochstegenkalk
- Farmbichlkristallin
- Torhelmkristallin
- Kirchspitzkristallin
- Venediger Hauptmasse