

# Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern)

Von Christof EXNER \*)

Mit 6 Tafeln (Beilage 1—6) und 16 Textabbildungen

*Schlüsselwörter*

*Ostalpen*  
*Tauernfenster*  
*Deckensystem der Oberen Schieferhülle*  
*Unterostalpine tektonische Schollen*  
*Trias*  
*Bündnerschiefer*  
*Rückschreitende Gesteinsmetamorphose*  
*Kalifeldspat-Blastese*  
*Albit-Blastese*  
*Bergstürze*

## Inhalt

	Seite
A. Zusammenfassung, Summary, Résumé .....	4
B. Vorwort .....	4
C. Geologische Übersicht der Hafnergruppe .....	6
I. Erläuterungen zu den Tafeln I bis 3 .....	6
1. Tafel 1 .....	6
2. Tafel 2 .....	7
3. Tafel 3 .....	7
II. Die Gesteinsserien der Hafnergruppe .....	9
D. Parautochthone Decke .....	16
I. Der Mureckgneis .....	16
1. Im Bereiche von Blatt Hofgastein .....	16
2. Im Bereiche des Murtales .....	17
21. Vom W-Rand des Kartenblattes bis zum Moritzental .....	18
22. Zwischen Moritzen- und Rotgüldental .....	18
23. Zwischen Rotgülden- und Altenbergtal .....	20
24. Oblitzen und Oblitzen-N-Flanke .....	22
3. Im Bereiche des Liesertales .....	22
4. Petrographische Zusammenfassung .....	24
II. Schiefer zwischen Mureckgneis und Storzserie sowie innerhalb der Storzserie .....	25

\*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Christof Exner, Geologisches Institut der Universität, A—1010 Wien, Universitätsstraße 7.

E. Deckensystem der Oberen Schieferhülle (nebst Bemerkungen zum östlichen Rahmen des Tauernfensters in der Katschbergzone und im oberostalpinen Nockgebiet) .....	27
I. Paragneis, Amphibolit und Migmatit der Storzserie (Altkristallin) .....	27
1. Petrographische Gliederung .....	28
101. Grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit .....	28
102. Grobkörniger melanokrater Albit-Epidot-Amphibolit .....	30
103. Aplitisch durchtränkter, grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit .....	30
104. Metamorphe Lamprophyrgänge im grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolit .....	30
105. Hornblende-Magnetit-Fels .....	33
106. Serpentin und Serpentinbegleitgesteine (Strahlsteinfels, Chloritschiefer, Talk-schiefer und Ankeritschiefer) .....	33
107. Klein- bis mittelkörniger Albit-Epidot-Biotit-Amphibolit .....	35
108. Prasinit .....	35
109. Epidotreicher Albitgneis .....	36
110. Albit-Aplitgneis .....	36
111. Albitit .....	36
112. Biotit- und epidotreicher Plagioklas-Augengneis .....	37
113. Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis .....	37
114. Kalinatronfeldspat-Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis .....	37
115. Melanokrate Phyllonite mit Biotit- und Kalifeldspat-Porphyrblasten .....	37
116. Gangquarz und Kluftmylonit .....	38
117. Einige Regelmäßigkeiten des metamorphen Lösungsumsatzes in den Gesteinen der Storzserie .....	38
2. Tektonik .....	38
3. Migmatite .....	39
31. Murtal .....	40
32. Liesertal .....	41
II. Kareckserie (Altkristallin und Altpaläozoikum) .....	41
1. Zur Petrographie .....	42
2. Feldgeologische Detailprofile .....	44
21. Nördlich der Mur .....	44
22. Das Kareck (zwischen Mur- und Liesertal) .....	44
23. Südlich der Lieser .....	45
3. Stollen und Pinggen des alten Bergbaues in Storz- und Kareckserie .....	45
III. Murtörlserie (Jungpaläozoikum und eventuell Jüngerer) .....	46
1. Tektonische Komplikationen im Gebiete Murtörl, Murtal nördlich Murquelle und auf der Frischinghöhe .....	48
2. Murwinkel östlich Frischinghöhe. Zederhaustal .....	49
3. Lieser- und Maltatal .....	52
IV. Obere Schieferhülle, Katschbergzone und Oberostalpinen Altkristallin im Gebiete südlich der Mur .....	52
1. Das Gebiet südlich der Lieser .....	53
11. Der Sternspitze-NNE-Kamm (Abb. 8) .....	55
12. Wolfsbachtal, Torscharte und Hirneck (Abb. 9, 10 und 11) .....	56
13. Profil der Dolomitspitze (Abb. 12) .....	62
14. Die „Trias“ in den Karwänden zwischen Stern- und Dolomitspitze .....	64
15. Das Auskeilen der „Trias“ in der Ostflanke der Wandspitze .....	65
16. Der Kamm Wandspitze—Poisneggspitze (Profil 1 der Abb. 13) .....	65
17. Profil vom Maltinger Alpl zu P. 2415 (Profil 2 der Abb. 13) .....	67
2. Das Gebiet zwischen Mur- und Liesertal .....	67
21. Das Profil des Kareck-ESE-Kammes zwischen Brandleiten und dem E-Rand von Kartenblatt Muhr (Abb. 14) .....	67
V. Obere Schieferhülle südlich der Linie Zederhausbach—Weissgrubenscharte .....	69
1. Schrovín-Einheit .....	70
11. Gesteinsfolge .....	70
12. Gliederung der Schrovín-Gneise .....	70
121. Eindeutiger Zentralgranitgneis .....	70
122. Regressiv metamorphe Blastomylonite aus dem Alten Dach des Zentralgranits .....	71
123. Wahrscheinlich permische Arkosegneise und Arkosequarzite .....	73

13. Die „Trias“-Züge des Schrovinkopf-Gebietes .....	74
131. „Trias“-Zug A (Tafel 4: Profile 1 und 2) .....	74
132. „Trias“-Zug B (Tafel 4: Profile 2, 3 und 4) .....	75
133. „Trias“-Zug C (Tafel 4: Profile 2 und 3) .....	75
14. Die Fortsetzung des „Trias“-Zuges C nach Westen .....	76
2. Bündnerschiefer (Tafel 4, 5 und 6) .....	78
21. Im stratigraphisch Hangenden der „Trias“ der Schrovin-Einheit .....	80
22. Marislwandschuppe .....	80
221. „Trias“ .....	80
222. Brennkogelserie .....	82
223. Glocknerserie .....	83
23. Zederhausschuppe .....	85
231. „Trias“ .....	85
232. Zederhauser Grünschieferzug .....	86
233. Schwarzphyllit, Karbonatquarzit, Kalkphyllit, Grünphyllit .....	87
24. Quarzlager und junge Störungen .....	87
F. Nördliche Rahmenzone und Unterostalpine Schollen .....	88
I. „Trias“-Schollenzüge und Schiefer südlich des Weissecks .....	89
1. „Trias“-Schollenzug Nr. 1 .....	90
2. Die Hauptmasse der Grünphyllite über der „Trias“ Nr. 1 .....	90
3. „Trias“-Schollenzug Nr. 2 .....	94
4. Schiefer über dem „Trias“-Schollenzug Nr. 2 .....	94
5. „Trias“-Schollenzug Nr. 3 .....	94
6. Schiefer über dem „Trias“-Schollenzug Nr. 3 .....	95
7. „Trias“ Nr. 4 und Reicheschbreccie .....	95
II. Die Dolomitwalze des Weissecks und die einhüllenden Schiefer .....	97
1. Ost-, Südrand und Gipfelregion des Weissecks .....	98
2. Nord-, Westrand und Schiefer im Hangenden der Dolomitwalze des Weissecks .....	100
3. Junge NNE-streichende Störungen und Klüfte .....	101
III. Der Schollenkomplex: Riedingspitze und Tiefenbachtal und die einhüllenden Schiefer ..	102
1. Schwarzkogel und Riedingspitze .....	103
2. Tiefenbachtal .....	106
G. Erratische Blöcke, Moränen, interstadales Konglomerat, Bergstürze, Bergzerreißungsspalten, postglaziale Erosion, Kalktuff und Gehängebreccie .....	109
I. Zederhaustal .....	109
II. Murwinkel (Murtal) .....	111
III. Pöllatal (Liesertal) .....	113
H. Kritische Bemerkungen zur Literatur .....	114
I. Literaturverzeichnis .....	117

### Verzeichnis der Tafeln

Tafel 1: Abgedeckte geologische Übersichtskarte der Hafnergruppe und ihrer Position in den östlichen Hohen Tauern
Tafel 2: Übersichtsprofile durch die Hafnergruppe und Umgebung
Tafel 3: Strukturkarte der Hafnergruppe und angrenzender Teile der östlichen Hohen Tauern und ihres Rahmens
Tafel 4: Profile durch die periphere Tauern-Schieferhülle zwischen Mur- und Zederhaustal östlich vom Pleissnitzkogel
Tafel 5: Profile durch die periphere Tauern-Schieferhülle zwischen Mur- und Zederhaustal im Bereich des Nahendfeldtales und Umgebung
Tafel 6: Profile durch die periphere Tauern-Schieferhülle im Quellgebiet von Mur- und Zederhaustal

## A. Zusammenfassung

Am E-Ende der Hohen Tauern wurde das Gebiet zwischen Zederhaus Bach und Maltafluß im Maßstabe 1:10.000 geologisch kartiert. Die Gesteine wurden mikroskopisch untersucht und petrographisch geordnet. Die periphere Schieferhülle der Hohen Tauern wird in Gesteinsserien gegliedert, deren Zusammensetzung in zahlreichen Detailprofilen mitgeteilt wird. Sehr genau wird die lokale Tektonik beschrieben, die besonders in den unterostalpinen Schuppen der Rahmenserie des Tauernfensters äußerst kompliziert ist. Hier gibt es tektonische Einwickelungen und Diaphthorese. Die Orientierung teils gleichzeitig geprägter, teils altersverschiedener Faltenachsen und Lineationen zeigt neben den alpidischen Hauptrichtungen zahlreiche Abweichungen. Sie sind durch Querfalten und Wirbel des tektonischen Strömens bedingt. Die geologische Übersichtskarte und die geologischen Übersichtsprofile lassen tektonische Verbindungen zu den westlich und südlich angrenzenden Gebieten der Hohen Tauern: Umgebung von Gastein, Sonnblickgruppe und Mölltal erkennen.

## Summary

The area between Zederhaus River and Malta River in the Eastern Hohe Tauern is mapped on the scale 1:10.000. The rocks have been investigated microscopically and their systematic petrography has been carried out. The peripheral schists of the Hohe Tauern are divided into a number of rock-series. The composition of these rock-series is shown by many detailed field-sections. The local tectonics are also described in great detail. In particular the tectonic scales of the Lower-Austroalpine unit along the rim of the Tauern-window have a very complicated structure. There are tectonic envelopes and retrograde metamorphism occurs. The orientation of contemporaneous or later overprinted fold axes and lineations shows that. There are also many deviations from the general alpine directions controlled by cross-folding and by "whirl-like" tectonic movement. The synoptic geological map and the synoptic geological sections show the tectonic continuation into the adjacent Western and Southern parts of the Hohe Tauern: the Gastein area and its surroundings, the Sonnblick Group and valley of the Möll.

## Résumé

A la limite Est des Hohe Tauern la région entre la rivière de Zederhaus et la rivière de Malta a été cartographiée géologiquement à l'échelle 1:10.000. Les roches ont été déterminées au microscope et classées pétrographiquement. Les schistes périphériques des Hohe Tauern sont divisées en séries. La composition de ses séries litologiques est démontrée à l'aide de nombreuses coupes de détail. La tectonique locale est décrite très exactement. En particulier les écaillles Austroalpines Inférieures du cadre de la fenêtre des Hohe Tauern montrent une tectonique extrêmement compliquée. Ici il-y-a des enlacements tectoniques et du métamorphisme retrograde. L'orientation des axes des plis et des linéations contemporaines ou d'âges différents suivent outre les principales structures alpines aussi plusieurs déviations. Celles-ci sont contrôllées par des plis transverses et des tourbillons des mouvements tectoniques. La carte tectonique synoptique et les coupes géologiques synoptiques laissent apercevoir les relations tectoniques avec les parties adjacentes des Hohe Tauern à l'Ouest et au Sud: les environs de Gastein, le massif du Sonnblick et la Vallée de la Möll.

## B. Vorwort

Die Hohen Tauern (Zentralgneis und Schieferhülle) im Lungau (Land Salzburg) und im anschließenden Oberkärnten bezeichnet man als Hafnergruppe. Der Große Hafner (3076 m) heißt auf älteren Karten auch Hafnereck und bildet den Kern der Gebirgsgruppe, an den sich die geologischen Zonen halbkreisförmig gegen NE anordnen. Es handelt sich um das Gebiet der NE-Ecke des Hochalm-Ankogel-Massivs bis zum Ostende der Hohen Tauern an der Katschberglinie und bis an den S-Rand der Radstädter Dolomit- und Kalkberge.

In der Hafnergruppe kartierte ich geologisch im Maßstabe 1:10.000 in den Sommern 1960 bis 1969 als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt Wien. Dabei war ich bestrebt, meine geologische Erstlingsarbeit (EXNER 1939, 1940 und 1942), die sich auf einen Teilbereich der Hafnergruppe beschränkte, auszubauen, zu erweitern und den Anschluß an die Geologische Umgebungskarte von Gastein (EXNER 1956) herzustellen. Außerdem wollte ich mit dieser Kartierung auch die geologische Fortsetzung der südlichen Zonen des Tauernfensters, die mir aus dem Gebiet von Spittal an der Drau (EXNER 1954), aus dem unteren Mölltal (EXNER 1962) und aus der Sonnblickgruppe (EXNER 1964) bekannt sind, finden.

Die Arbeit ist nun so weit gediehen, daß der periphere Teil der Hafnergruppe geologisch kartiert und petrographisch durchgearbeitet vorliegt. In der Sitzung der geologischen Gesellschaft in Wien am 14. November 1969 hatte ich Gelegenheit, meine reingezeichnete und handkolorierte geologische Manuskriptkarte den Fachkollegen vorzuführen und zu erläutern. Da noch Kartierungen und petrographische Studien in der zentralen Hafnergruppe in den nächsten Jahren durchzuführen sein werden (Hochalm-Ankogel-Gneismassiv und Silbereckserie), möchte ich den bisher fertiggestellten Teil als „Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern)“ hiemit vorlegen. Er enthält die spezifischen Beobachtungsdaten der tangential transportierten Decken: Mureckgneis, Deckensystem der Oberen Schieferhülle, Nordrahmenzone, Unterostalpine Schollen mit Katschbergzone und Oberostalpinen Kristallin. Außerdem enthält er als Einleitung eine geologische Übersicht über die gesamte Hafnergruppe.

Die älteren geologischen Kartierungsarbeiten in der Hafnergruppe wurden von D. STUR, G. GEYER, F. BECKE, F. ANGEL und R. STABER, Ch. EXNER, S. PREY, E. STEIGER und F. THALMANN durchgeführt. Die NW-Ecke des Gebietes berührten die Kartierung von W. SCHMIDT (W-Flanke des Hinteren Riedingtales) und die Untersuchungen von E. CLAR. Weder die geologische Aufnahme, noch das zugehörige Manuskript von F. SEEMANN, der als Mitarbeiter von V. UHLIG und F. BECKE den Kamm zwischen Mur- und Zederhaustal bearbeitete und im ersten Weltkrieg fiel, sind erhalten geblieben. Ich habe diesen Kamm neu kartiert. Über die geologische Erforschungsgeschichte der Hafnergruppe und die damals aktuelle geologische Problematik des Gebietes gibt mein dreiteiliges Erstlingswerk (EXNER 1939, 1940 und 1942) Auskunft. Es stellt meine Dissertationsarbeit auf Grund der Geländebegehungen in den Sommern 1935 bis 1938, erweitert durch geologische Aufnahmen als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt Wien (damals Reichsstelle für Bodenforschung) im Sommer 1939 dar. Der Ausbruch des zweiten Weltkrieges schloß meine damalige Kartierungsarbeit im Gelände abrupt ab. Während der sechseinhalb Jahre Militärdienst lernte ich zwar die Geologie eines großen Teiles von Europa zuerst als Soldat, dann als Wehrgeologe kennen, hatte aber bezüglich der Hafnergruppe nur die Möglichkeit, meine bisherigen Beobachtungen publizistisch in dem genannten Erstlingswerk abzuschließen.

Erst nach dem zweiten Weltkriege erschien die neue vorzügliche topographische Kartenunterlage, herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen in Wien. Und zwar wurden publiziert die Sektion 156/1 Mosermannl (Österreichische Karte 1 : 25.000) im Jahre 1955 und das Blatt 156 Muhr (Österreichische Karte 1 : 50.000) im Jahre 1961. Die Sektionen 156/3 und 4 liegen als unpublizierte topographische Feldarbeit-Aufnahmsblätter 1 : 25.000 im Archiv des genannten Bundesamtes. Es wurden mir in dankenswerter Weise Kopien davon bereits im Jahre 1960 für die geologische Kartierung zur Verfügung gestellt.

In den Sommern 1960 bis 1969 kartierte ich geologisch auf Vergrößerungen 1 : 10.000 dieser sehr exakten und brauchbaren topographischen Kartenunterlagen. In den Wintermonaten hatte ich Gelegenheit zur petrographischen Auswertung der gesammelten Gesteinsproben.

Die Neubearbeitung erstreckt sich auf den südlichen Teil des Kartenblattes Muhr (Nr. 156) der Österreichischen Karte 1 : 50.000. Sie umfaßt den südlichen Einzugsbereich des Zederhaustales, den Murwinkel (oberstes Murtal), das Pöllatal (oberstes Liesertal) und den mittleren Abschnitt des Maltatales. Was die Alpengeographen als „Hafnergruppe“ definieren, ist etwas beschränkter und umfaßt nur den Streifen zwischen Mur- und Maltatal. Wir rechnen hier das Gebiet zwischen Mur- und Zederhaustal auch zur Hafnergruppe, weil es geologisch und landschaftlich, mit Ausnahme der unterostalpinen Schollen der Weißbeck- und Riedingspitze, zum Gneis- und Schiefergebiet der Hohen Tauern gehört.

Das nördlich anschließende Gebiet mit dem Schwerpunkt in den Radstädter Tauern wird von Herrn Professor Dr. A. TOLLMANN bearbeitet. Die Grenze zwischen unseren

Kartierungsgebieten verläuft von der Weißgrubenscharte (beim W-Rand des Blattes Muhr, Nr. 156 der Österreichischen Karte 1 : 50.000) längs des Tiefenbaches zur Moosbauer Alm und von hier längs des Zederhausbaches durch die Ortschaften Wald, Zederhaus und Fell bis zum E-Rand des genannten Kartenblattes Muhr.

Südlich an mein Arbeitsgebiet schließen die Arbeiten der Oxforder Forschergruppe (E. R. OXBURGH und Mitarbeiter) in der Reißeckgruppe sowie die äußerst detaillierten Untersuchungen von Herrn Kollegen Dr. W. DEMMER im Bereiche der Kraftwerkbauten Hochalm—Gössgraben—Reißeckgebiet an.

Der soeben begonnene Bau der Autobahn Salzburg—Villach berührt östliche Teile der Hafnergruppe.

Mein Dank gilt der Geologischen Bundesanstalt in Wien, ihrem langjährigen Direktor, Herrn Professor KÜPPER, und meinen lieben Kollegen dort dafür, daß ich in all den Jahren als auswärtiger Mitarbeiter der Anstalt mit Sorgfalt und ohne Hast die geologische Aufnahme vorantreiben durfte. Ganz besonders danke ich Frau Gertha EXNER, meiner Ehefrau. Sie hat die Leistung vollbracht, mich durch neun Sommer in dieser nebelreichen, feuchten, häufig auch im Sommer verschneiten Gebirgsgruppe zu begleiten. Ich bekenne freimütig, daß ich ohne sie nicht die Geduld aufgebracht hätte zur Durchführung der Detailkartierung. Ferner danke ich allen Kollegen, die mir fachliche Anregungen gegeben haben, mich im Gelände besuchten, oder mit denen ich die anfallenden geologisch-petrographischen Probleme besprechen durfte.

## C. Geologische Übersicht der Hafnergruppe

### I. Erläuterungen zu den Tafeln 1 bis 3

#### 1. Tafel 1

zeigt die abgedeckte geologische Übersichtskarte der Hafnergruppe und ihre Lage zu den umliegenden, vom Verfasser in früheren Jahren geologisch kartierten Regionen der östlichen Hohen Tauern (Umgebung Gastein, Sonnblickgruppe, Katschberg und Südostecke der Hohen Tauern). Die hauptsächlich geologischen Leitlinien der Nachbargebiete sind markiert, die flächenmäßigen Signaturen aber im wesentlichen auf die hier zu behandelnde Hafnergruppe beschränkt. Mit strichlierten Linien sind die Blattgrenzen der Österreichischen Karte 1 : 50.000 eingezeichnet. Die zugehörigen Nummern und Namen dieser topographischen Kartenblätter sind am Rande vermerkt.

Die gegenwärtige geologische Kartierung 1 : 10.000 des Verfassers beschränkt sich auf den Bereich des Kartenblattes Muhr. Zu erkennen ist in der SW-Ecke des Blattes Muhr das weiträumige Gneisgebiet von Hochalmspitze und Hafner (Hochalm-Ankogel-Massiv). Darüber folgen penninische Schieferzonen und Gneisdecken, die peripher nach N, E und SE einfallen und somit schalenförmige, im Kartenbilde NE-konvexe Gebilde darstellen. Der große weiße Fleck nördlich St. Michael im Lungau und nordöstlich Zederhaus betrifft die südlichen Radstädter Tauern, die von Herrn Professor TOLLMANN kartiert werden und deren geologische Leitlinien dann später nach Abschluß der Arbeiten mit den meinigen zu vereinen sein werden. Als tektonisches Element analog der Matreier Zone im penninisch-unterostalpinen Übergangsbereich scheidet sich die Nördliche Rahmenzone aus, in der auch die unterostalpinen Schollen des Weißecks usw. stecken. Die Katschbergzone hat ja schon einmal von mir eine recht ausführliche Bearbeitung erfahren und wird in der vorliegenden Arbeit nur in einem kleinen Streifen nordwestlich Hirneck berührt. Auch kommen nur der winzige Anteil des oberostalpinen Altkristallins des Nockgebietes beim Hirneck und der Dolomitkeil des Hirnecks in der gegenwärtigen Arbeit zur Darstellung. Ich hatte aber Gelegenheit, auf Blatt Tamsweg systematische Strukturmessungen und Aufsammlungen im Altkristallin des Nockgebietes

vorzunehmen und will darüber später an anderer Stelle eigens berichten. Derartige neuere Untersuchungen wurden auch schon von O. THIELE (1960, 1961) auf Blatt Tamsweg begonnen.

## 2. Tafel 2

bringt einige Übersichtsprofile im selben Maßstabe wie die Übersichtskarte der Tafel 1.

Dargestellt sind die tatsächlich beobachteten großen geologischen Strukturen, die zwischen Berg und Tal prächtig aufgeschlossen sind. Hingegen wurden nicht beobachtete Verbindungen und Ideenkombinationen bis in die „Ewige Teufe“ nicht dargestellt. Der Verfasser hat den Eindruck, daß das geologische Schrifttum sowieso keinen Mangel an phantasiebeladenen Profildarstellungen der geologischen Tiefenstrukturen des östlichen Tauernfensters und seines Rahmens aufweist. Wichtiger scheint es hingegen, in Übersicht zu bringen, was tatsächlich bisher beobachtet ist. Das scheint mir auch der entsprechende Schritt zu sein, um den bereits gewonnenen tektonischen Beobachtungen später bessere und genauere hinzuzufügen. Man muß zuerst einmal bekennen, was man wirklich beobachtet hat, um überhaupt Tatsachen und Ideen auseinanderzuhalten.

Wegen der zahlreichen Querfalten (Tafel 3) liegen die charakteristischen tektonischen Bewegungsbilder in Profilschnitten senkrecht zu den Längs- und Querachsen. Diesem wichtigsten Erfordernis wurde in Tafel 2 entsprochen.

In den Ostalpen bevorzugt man meist Profile in N—S-Richtung. Für das Hochalm-Ankogel-Massiv und dessen östliche Hüllzonen ergeben N—S-Profile recht verzerrte und unnatürliche Bewegungsbilder, weil die Faltenachsen selten in diesem Raume E—W streichen (siehe Tafel 3!). Das hängt mit der Scharung dinarischer (NW—SE) und karpatischer (NE—SW) Strukturen zusammen, deren Knoten im Hochalm-Ankogel-Massiv liegt.

## 3. Tafel 3

zeigt als Strukturkarte der Hafnergruppe im selben Maßstabe die nicht ganz einfach zu interpretierende Lage der Lineationen — meist ident mit den beobachteten Hauptfaltenachsen —, sowie die Bereiche, wo zwei gleichwertige Lineationen, und die Bereiche, wo sekundäre Knitterungen schräg oder senkrecht zur Hauptlineation geprägt sind. Man erkennt daraus die vorherrschend flache Lage der Lineationen, was natürlich mit dem flach aufgewölbten Kuppelbau des Hochalm-Ankogel-Massivs und der zwar steilflächigen, aber flachachsigen Einquetschung der Schieferzonen im N und S des Massivs und in den Quermulden zu tun hat. Neigungen der Faltenachsen mit mehr als  $60^\circ$  werden nur in der Quetschzone bei der Riedingspitze erreicht. Will man gedanklich die Strukturkarte gliedern und interpretieren, so stellt sich die Sache folgendermaßen dar:

Im N des Gebietes beobachtet man eine einheitliche WNW-Neigung der Lineationen. Sie hält von Zederhaus bis Bruck an der Glocknerstraße sehr konstant an und ist nur durch einige wenige flache oder rückläufige Lineationen derselben Streichrichtung unterbrochen. Am bekanntesten und schönsten aufgeschlossen sind die WNW geneigten Walzen und Stengel in den Klammkalken der Großarl-, Gastein- und Rauris-Mündungsklammern zur Salzach. Charakteristisch ist, daß die zugehörigen Gesteine (nördliche Tauernschieferhülle, nördliche Rahmenzone, Klammkalke, unterostalpine Schollen) straff alpin geregelt sind, steil nach N einfallen oder überhaupt saiger stehen.

Im S des Gebietes herrscht in den Strukturen der Sonnblick-Walze und in der südlichen Tauernschieferhülle des Möll-Drau-Tales südlich der Reißeckgruppe die NW—SE-Richtung mit flachen Achsen und steilen s-Flächen. Ebenfalls ein straff geprägtes alpines Strukturelement.

Längs des E-Randes der Hohen Tauern vom Drautal bei Pusarnitz bis zum Kareck (südwestlich St. Michael im Lungau) zeigt der First der prächtig einheitlichen, riesigen Tauern-Walze, die bloß mit 20 bis 30° Neigung unter die Altkristallinscholle des Nockgebietes eintaucht, straffe alpine Regelung derselben Richtung: Also Neigung der Lineationen und Faltenachsen der Riesenlagengneise (Altkristallin) und der peripheren Tauernschieferhülle mit 20 bis 30° nach SE, ESE und SSE. Die Strecke vom Tauernfenster-Rand bei Pusarnitz bis zum Kareck ist in Luftlinie 26 km lang. Die genannte, auch morphotektonisch so prächtig in Erscheinung tretende Gesteinszone (Riesenlagengneise und periphere Tauernschieferhülle) ist längs der gesamten Strecke im selben Sinne straff alpin geregelt. An dem regionalen flachen Eintauchen des Pennins des Tauernfensters unter die oberostalpine Altkristallinscholle des Nockgebietes kann auf Grund meiner Messungen der Lineationen und Faltenachsen (B-Achsen) längs der 26 km langen Strecke überhaupt kein Zweifel bestehen. Es ist eine überzeugende und in ganz großem Stile in der Natur aufgeschlossene Walze, die flach nach SE eintaucht.

Unser Raum ist also in den peripheren Gebieten (N, S und E) von den eindeutigen generellen alpinen Achsenstreichrichtungen umgeben.

Die Komplikationen alpidischer Querfalten und von Resten voralpidischer Strukturen stellen sich im Inneren des Tauernfensters ein und sind auch in den Katschbergschiefern und im oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes vorhanden.

Die Achsendiskordanz nördlich Bad Gastein (siehe EXNER 1957, Tafel VIII) setzt sich sehr deutlich auf Blatt Muhr zwischen Murtörl und Schrovinkopf fort. N—S streichende Lineationen im Süden weichen an der Diskordanz den WNW streichenden im Norden. Die Diskordanzfläche folgt annähernd der N-Grenze der Schrovineinheit der peripheren Tauernschieferhülle.

Die Ankogel-Querstruktur (NE streichende Lineationen und Faltenachsen) reicht bis ans Mureck, bis an die Murquelle und bis ins Schrovintal. Ihr gehorcht auch das neu aufgefundene 2·5 km lange Schwarzseeband der Silbereckserie, das im Kartenbild südöstlich des Murecks nach S streicht und weiterhin mit Unterbrechungen über das Maltatal zur Ankogel-Synform zieht.

Im Gebiet um das Silbereck sowie östlich und südöstlich davon tritt die Silbereck-Querstruktur auf mit NE bis N—S streichenden Lineationen. Teilweise sind diese als jüngere Prägungen erkennbar, die der alpidischen Längsstruktur (NW—SE-Achsen) dieses Raumes aufgeprägt sind. Der Becke-Aplit in der Silbereckserie des Melnikkares ist eine tektonische Erscheinung und nicht ein Intrusivgang vom Zentralgranit in die Silbereckserie. Es handelt sich dort um eine Querfalte um N—S-Achse in den regional ESE streichenden Hauptfalten der Silbereckserie des Melnikkares.

Sonderbarerweise macht sich die Silbereck-Querstruktur im Raume um Muhr und Schrovinkopf selbständig. Die NE- und N—S-Achsen sind dort als einzige, megaskopisch erkennbare und auch die Detailtektonik beherrschende Lineationen und Faltenachsen ausgeprägt. Die generellen alpinen NW-Achsen sind in diesem Raume um Muhr verschwunden. Die Querstruktur formt hier einen nach E konvexen Bogen, den ich als Muhrbogen bezeichne. Er dürfte durch die mechanische Einspannung in der NE-Ecke des Tauernfensters ebenfalls alpidisch entstanden sein.

Im Gebiet des Maltatales südwestlich vom Hafner und auf der Hochalm spitze finden sich N—S-Strukturen, die noch näher zu untersuchen sind.

Besonderes Augenmerk verdienen die paläozoischen oder älteren N—S- bis NE-Strukturen unter der stratigraphischen Flächendiskordanz, mit welcher die Silbereckserie im Bereiche um das Silbereck dem Hochalm-Ankogel-Gneismassiv auflagert. Hier sind die Untersuchungen zweifellos vorhandener polyachsialer Überprägungen in den nächsten Aufnahmesommern weiterzutreiben. Sie nehmen zum Zwecke der zeitlichen Einstufung am besten bei der stratigraphischen Diskordanzfläche ihren Ausgangspunkt.



An mehreren Stellen — auf Tafel 3 noch nicht eingetragen, da die Beobachtungen vorläufig noch zu spärlich sind — lassen sich in den Gneisen, Intrusionszonen und Migmatiten des Hochalm-Ankogel-Massivs jüngere, mit Phyllonitisation geprägte alpidische Strukturen von den älteren unterscheiden.

N—S streichende Faltenachsen treten in der Katschbergzone (Katschbergschiefer) und anliegenden Teilen der Schieferhülle auf. Ich nenne sie Katschberg-Querstruktur. Zweifellos ist ihre Prägung ein spätpalpidischer Akt, der sich zeitlich bis in die jungen Bruchstrukturen (Bergbau Schellgaden, O. M. FRIEDRICH und K. B. MATZ, 1939) fortsetzt. Die spätpalpidische Einspannung der weichen Schiefer der Katschbergzone zwischen Tauern-Gneiskuppel und altkristalliner Nockmasse dürfte die Katschberg-Querstruktur erzeugt haben.

Die Strukturen des altkristallinen Nockgebietes verlaufen meist diskordant zu den Tauernstrukturen. Ihre Gliederung in ältere und jüngere Prägungen wurde von O. THIELE (1960, 1961) begonnen und von mir fortgesetzt, harrt aber noch weiterer Befassung.

## II. Die Gesteinsserien der Hafnergruppe

Es handelt sich um folgende Serien (siehe auch Tafel 1!):

Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes und Dolomitkeil („Trias“) des Hirnecks

Nördliche Rahmenzone. Unterostalpine Schollen der Radstädter Tauern. Katschbergzone

Deckensystem der Oberen Schieferhülle:

Bündnerschiefer

Schrovin-Einheit („Trias“, „Perm“, tektonische Lamellen von Zentralgneis und Altkristallin mit Paläozoikum)

Murtörlserie (Jungpaläozoikum und eventuell Jüngerer)

Kareckserie (Altkristallin und Altpaläozoikum)

Storzserie (Altkristallin)

Parautochthone Decke:

Schiefer zwischen Mureckgneis und Storzserie

Mureckgneis

Parautochthone Schuppen:

Hangendpartien der Silbereckserie

Granitgneiskeile und abgespaltene tektonische Granitgneislamellen

Autochthon:

autochthoner Teil der Silbereckserie

Hochalm-Ankogel-Gneismassiv

Wir wollen diese Gesteinsserien der Hafnergruppe im folgenden übersichtsmäßig von unten nach oben behandeln:

Das Hochalm-Ankogel-Gneismassiv besteht aus einem Mosaik von Granitoid-Körpern (Orthogneise, Metagranit, Metatonalit usw.) und dazwischen befindlichen Migmatitzonen mit Septen von Amphibolit, Paragneis und Glimmerschiefer. Die grundlegende geologische Kartierung und petrographische Bearbeitung führten F. ANGEL und R. STABER in den Jahren 1933 bis 1939 aus (publiziert 1942 bzw. 1952). Ich selbst will vor allem versuchen, die zeitliche Gliederung der Strukturen voranzutreiben. Physikalische Alterswerte wurden in dankenswerter Weise von der Oxforder Arbeitsgruppe ermittelt (R. St. J. LAMBERT 1964, E. R. OXBURGH et al. 1966, R. A. CLIFF 1968).

In unser Gebiet reicht von W die Hölitor-Antiform. Das neu gefundene Schwarzseeband der Silbereckserie scheidet sie vom Gneisgebiet um den Rotgüldensee (Rotgülden-Antiform). Am Hafner zieht bekanntlich eine Migmatitzone durch (Kölnbreinkar, Wastelkar, Hafner, Großer Malteiner Sonnblick). Ihre tektonische Stellung ist noch unklar, und ich habe sie deshalb nicht auf Tafel 1 eingezeichnet. Die Hochalm-Antiform liegt über den Bändergneisen des Gebietes der Gmünder Hütte im Maltatal und

über den Glimmerschiefern der N-Flanke des Gössgrabens (weißer Fleck auf Tafel 1, weil noch nicht von mir im Detail kartiert). Interessanterweise scheint nach meinen bisherigen Beobachtungen der Tonalitgneis der Hochalm-Antiform mit einer regelmäßig ebenen Fläche diesen Bändergneisen und Glimmerschiefern aufzuliegen. Am Kontakt ist der Tonalitgneis mitunter stark phyllonitisiert (z. B. Stranerscharte zwischen Schmiednock und Draxelnock), sodaß es sich wohl um eine Überschiebungsfäche handeln dürfte. Gegen oben ist der Tonalitgneis unregelmäßig schlierig mit dem Metagranit der Hochalmspitze verbunden. Das tiefste tektonische Element ist die Gössgraben-Antiform, die kuppelförmig unter den Bändergneisen der Gmünder Hütte und den Glimmerschiefern der Gössgraben-N-Flanke auftaucht. Besonderes Interesse verdienen die quergreifenden, mitunter kaum deformierten Aplit-, Pegmatit- und Quarzgänge des Gebietes.

Der autochthone tiefere Teil der Silbereckserie liegt transgressiv auf dem Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs. Die Entdeckung der stratigraphischen Winkel-diskordanz an der Transgression (Ch. EXNER 1940, p. 255, 281 und Figur 5; Ch. EXNER: Geologische Beobachtungen im Jahre 1959 in der Hochalm-Ankogel-Gruppe; Ch. EXNER 1963, Fig. 1 und 2) war für mich ausschlaggebend, die geologische Kartierung 1 : 10.000 der Hafnergruppe durchzuführen, weil hier ein fixes geologisches Bezugsdatum für strukturelle und petrologische Schlußfolgerungen vorliegt. Bestimmbare Fossilien konnten im Pennin der Hafnergruppe bisher nicht gefunden werden, sodaß stratigraphische Einstufungen rein hypothetischen Charakter haben und nur auf lithologischen Analogien zu fossilführenden Gesteinsserien andernorts begründet sind. Die hier anwendbare Methode des lithologischen Serienvergleiches mit dem fossilführenden Pennin der Westalpen und mit dem fossilführenden Unterostalpin der nahen Radstädter Tauern habe ich bei Professor Leopold Kober in den Dreißigerjahren während meiner Studienzeit gründlich kennengelernt. Ich habe sie auch mit Vorsicht angewandt und weiter ausgebaut. Exakt ist diese Methode jedenfalls nicht, denn es gibt im Paläozoikum von Murau, in der Nördlichen Grauwackenzone und in anderen paläozoischen Serien der Ostalpen ähnliche lithologische Folgen. Es wäre nützlicher, diese genau zu untersuchen, als stets das Kober'sche Schema ein bißchen zu variieren und dann als neueste Erkenntnis anzupreisen. Bis zu einer wirklich befriedigenden Klärung der erdgeschichtlichen Einstufung der Tauernstratigraphie setze ich auch in der vorliegenden Arbeit wiederum diesbezügliche Bezeichnungen („Trias“, „Jura“ usw.) als zwar wahrscheinliche, aber nicht gesicherte Erkenntnisse unter Anführungszeichen, damit man sich dessen bewußt bleibt.

In diesem Sinne ist die Silbereckserie als „Permo-Trias“ und Bündnerschiefer zu deuten. Diskordant auf dem Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs liegen, durch eine Phyllonitzone getrennt (lokale Bewegungszone disharmonischer Tektonik): Quarzit mit Geröllen von Quarz, Phyllit und Aplit; lokal darüber auch Rauhwaacke; dann Dolomitmarmor und darüber Kalkmarmor (siehe Profil der Fig. 1 in EXNER 1963). Darüber folgen die Bündnerschiefer mit Schwarzschiefer, Karbonatquarzit, Breccien mit deformierten Dolomitgeröllen in karbonatquarzitischer und kalkschiefriger Matrix, Kalkglimmerschiefer mit Kalkmarmorlagen und vereinzelte, wenig mächtige Grünschieferlagen. Die Silbereckserie ist in ihrer Eigenart längs ihrer Erstreckung in der Hafnergruppe eine auf über 25 km streichende Länge recht konstant zusammengesetzte Gesteinsfolge. Selbst im schmalen südlichsten Ausläufer zwischen Melnik und westlich Malta konnte ich alle charakteristischen Schichtglieder trotz der hier stärkeren Metamorphose (Biotit-sprossung, Oligoklasblasten) wiederfinden und in sorgfältigen Detailprofilen aufnehmen.

Ein Kampf um den Raum fand während der alpinen Gebirgsbildung zwischen dem unterlagernden Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs und der diskordant auflagernden, autochthonen Silbereckserie statt. Tektonische Gneiskeile der Unterlage sind N- und E-vergent in die autochthone Silbereckserie vorgedrungen. Sie werden von den bildsamen Kalkmarmoren in schönen Falten umschlungen, stoßen an den gleitfähigen

Schiefern ab und pressen die spröderen Dolomitmarmore zu abgerissenen wurstförmigen und knödelartigen Anreicherungen zusammen. Die zackige und buchtenreiche Grenzlinie zwischen dem Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs und der Silbereckserie zeigt selbst noch im kleinen Maßstabe der Tafel 1 die betreffenden Gneiskeile und Schiefermulden. Ich habe sie im Maßstabe 1 : 10.000 auf das genaueste kartiert. Längs dieser Grenzfläche stellen sich im Kleinbereich (Meter- bis Millimeterbereich) Verfaltungen und Grobmengungen von Dolomit- und Kalkmarmor mit Granit- und Aplitgneis ein. Dieses sonderbare Phänomen innigster stofflicher Durchdringung und Durchmischung von sedimentogenem Karbonatgestein und Orthogneis vollzieht sich also nicht nur im Maßstabe der geologischen Karte (z. B. Tafel 1: Melnik), sondern interessanterweise auch im Meter- bis Millimeterbereich. Dieses Phänomen im Kleinbereich nenne ich Melnikkar-Effekt. Er tritt auch in den Westalpen in ähnlicher tektonischer Position auf (EXNER 1966, p. 10 bis 11). Zahlreiche Vorkommen des beobachtbaren Melnikkar-Effektes habe ich zwischen Malta und Großarlal bei meinen Begehungen in den letzten Jahren aufgefunden und sie auf der geologischen Karte 1 : 10.000 mit der Signatur: Melnikkar-Effekt festgehalten. Sämtliche Vorkommen sind an die oben gekennzeichnete Raumkampfbzone zwischen dem Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs und der autochthonen Silbereckserie beschränkt. Damit ist feldgeologisch ein wichtiger Beitrag zum petrologischen Verständnis dieser sonderbaren Stoffdurchdringung und -durchmischung, die nichts mit magmatischer Intrusion zu tun hat, geleistet.

Auf den autochthonen tieferen Teil der Silbereckserie sind parautochthone Schuppen aufgeschoben. Sie bestehen aus Granitgneis und Sedimenten der Silbereckserie. Der Granitgneis wurde im Zuge des oben erwähnten Kampfes um den Raum aus Keilen tektonisch abgespalten, welche vom Hochalm-Ankogel-Massiv in die Silbereckserie vorgetrieben wurden. Im Gebiet um das Silbereck bildeten sich tektonische Gneis lamellen. Die zugehörigen Sedimente der Silbereckserie umschlingen diese Gneis lamellen. Die Sedimente wurden in Falten gelegt und bilden einen Stapel parautochthoner Schuppen in den Hangendpartien der Silbereckserie. Querfalten spielen dabei auch eine bedeutende Rolle.

Im Zuge der Entstehung der parautochthonen Schuppen bildete sich als höchste und daher gleitfähigste parautochthone Einheit eine vom Hochalm-Ankogel-Massiv abgespaltene parautochthone Decke. Sie besteht aus dem Mureckgneis und Resten der primär auflagernden Schiefer in der Fazies der Silbereckserie.

Der Granitgneis, welcher am Gipfel des Murecks im Hangenden der Silbereckserie ansteht, wurde von F. BECKE (1908) Mureckgneis genannt und konform der Silbereckserie auflagernd, bis ins Liesertal verfolgt (F. BECKE 1909). Er bildet keinen intrusiven Lagergang, wie BECKE und ANGEL dachten, sondern eine, vom Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs mechanisch abgescherte, mit diesem teilweise noch zusammenhängende, stark gewalzte, stellenweise prächtig gefaltete, blastomylonitische Gneis lamelle. Sie ist bis 300 m mächtig und intensiv epimetamorph umkristallisiert (Phengit-Mikroklin-Augengneise, Phengitschiefer usw.). Sie läßt aber noch in Relikten den Granitcharakter erkennen, was besonders G. FRASL (1954) an den Kalinatronfeldspaten der Gneis lamelle am Mureckgipfel überzeugend nachgewiesen hat. Sie trägt in ihrem Hangenden wiederum „Mesozoikum“, welches am neuen Güterweg bei Reit am Altenberg mit Kalkmarmor, Karbonatquarzit und Schwarzphyllit aufgeschlossen ist (Tafel 1: Siehe Schiefer zwischen Mureckgneis und Storzserie knapp westnordwestlich Muhr). Dieses „Mesozoikum“ ist dem der Silbereckserie lithologisch analog und gehörte daher ebenfalls wie diese der Transgressionsserie über dem Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs an, und wurde von diesem mitsamt der Mureckgneis lamelle mechanisch abgeschürft.

Großartig in der Landschaft ist die messerscharfe Überschiebungsfäche des wuchtigen hellen Mureckgneises über den weichen dunklen Bündnerschiefern (z. B. EXNER 1940: Fig. 5 und Tafel IV, Abb. 1; EXNER 1953: Abb. 3). V. UHLIG (1909) sprach hier bereits

von einer nach N überschlagenen, längeren oder kürzeren Tauchdecke (l.c., p. 478 und Tafel XVIII) und merkte in Fußnote an: „Die nähere Beschreibung dieser Region ist in nächster Zeit zu erwarten“. Sein Tod kam dazwischen. L. KOBER 1922 faßte Mureckgneis, ferner Paragneis, Amphibolit und Migmatit der Storzserie und die Kareckserie als Teil seiner Hochalmdecke auf. Ich folgte ihm darin in meiner Erstlingsarbeit (EXNER 1939, 1940, 1942). Die Begehungen nach dem zweiten Weltkriege machten mir klar, daß eine so großzügige Benennung hier für die weitere tektonische Forschung kaum zweckmäßig ist, und ich bezeichnete daher den der Silbereckserie auflagernden Granitgneiskörper „vorsichtshalber mit einem eigenen Lokalnamen als Mureckdecke“ (EXNER 1949, p. 215). Diese Vorsicht hat sich wohl gelohnt, denn es dürfte die Hochalm-Antiform mit dem Metagranit der Hochalmspitze ihre Fortsetzung in den Gneisen von Rotgülden haben und somit ins tiefere Liegende der Silbereckserie gehören, während der Mureckgneis aus den hohen Partien des Hochalm-Ankogel-Massivs abgeschert ist. Beim jetzigen Stand der geologischen Kartierung des Maltatales ist jedenfalls der von mir bereits erbrachte feldgeologische Tatsachenbefund maßgebend, daß der Tonalitgneis des Hochalmkernes seine Fortsetzung unter der Silbereckserie hat (im Raume nordnordwestlich Malta). Siehe Tafel 1.

Über dem Mureckgneis und von diesem stellenweise durch „Mesozoikum“ getrennt, folgen die sogenannten B-Gneise (SANDER, EXNER 1949, p. 216 und 217) oder Randgneise (BECKE), das sind vorwiegend Paragneise, Amphibolite und Migmatite. Ihr Alter ist präkambrisch bis altpaläozoisch. Sie sind vom zentralgranitischen Magma intrudiert und migmatisiert. Sie schlingen sich im S um das Hochalm-Ankogel-Massiv herum. Ich bezeichne diese Serie im Bereich der Hafnergruppe nunmehr mit dem Lokalnamen: Storzserie. Ich trenne also die Storzserie (B-Gneise, Lagengneise) vom Mureckgneis ab, so wie ich das auch schon in meinem genannten Gliederungsversuch (EXNER 1949, p. 216 bis 217 und Abb. 4, Tektonogramm) tat. Als „Mureckdecke im weiteren Sinne“ habe ich zeitweise versucht, Mureckgneis und Storzserie zusammenzufassen, doch möchte ich eine solche Zusammenfassung nicht mehr gebrauchen, da es sich um verschiedenartige Serien handelt: Mureckgneis als lokale, parautochthone Decke; Storzserie hingegen als Teil einer regionalen, weit über das Hochalm-Ankogel-Massiv ausgebreiteten Decke. Siehe Tafel 2.

Diese Storzserie ist nichts anderes als ein Teil des alten Daches des Zentralgranits im S des Hochalm-Ankogel-Massivs, welcher nach N geschoben wurde. Ihre petrographische und tektonische Situation ist ähnlich der Riffdecke in den mittleren Hohen Tauern und der Gneislamelle 1 (Sandkopf-Neubau-Decke) in der Sonnblickgruppe. Das mit großer Wahrscheinlichkeit zutreffende Erklärungsprinzip ist folgendes: Im nördlichen Teil des Zentralgranits wurde das alte Dach vor der Transgression der Silbereckserie („Permo-Trias“) erodiert. Die „Permo-Trias“ konnte also unmittelbar auf dem denudierten Zentralgranit transgredieren. Im südlichen Teil des Zentralgranits wurde das alte Dach nicht erodiert. Es lagerten sich auf dem alten Dach paläozoische Schichten ab und darüber „Mesozoikum“ nicht in Schwellenfazies, sondern in Beckenfazies: Vorherrschen von Tonschiefern, Mergeln (Kalkschiefern) und basischen Vulkaniten (Prasinite). Bei der alpidischen Gebirgsbildung wurde ein Teil des alten Daches vom im S verbleibenden Rest des alten Daches abgelöst und nach N verfrachtet. Die ausgeprägte Schieferigkeit des alten Daches (Riesenlagen von Paragneis und Amphibolit mit Lagergängen des Zentralgranits) und deren flache Lagerung auf dem Zentralgranit begünstigte die mechanische Ablösung und den Gleittransport nach N während der alpidischen Gebirgsbildung. Das alte Dach wird auch als Altkristallin in den Hohen Tauern, Serie der alten Gneise, Riesenlagengneise, Randgneis, Mischgneis und B-Gneis bezeichnet. Es ist in unserem Gebiete beinahe zu gut aufgeschlossen, denn man könnte in der 1100 m mächtigen Storzserie mit dem Metermaß und mit Akribie genaueste Detailprofile aufnehmen und die einzelnen Lagen in den Felswänden der vielen Nebentäler und Kare, entsprechend der flachen Lagerung der Storzserie, weiträumig zu verfolgen

trachten. Eine derartig aufwendige Detailuntersuchung wird späteren Geologengenerationen in unserem Lande vorbehalten bleiben. Vor meiner Neubearbeitung war so gut wie nichts über die stoffliche Zusammensetzung der Storzserie bekannt, da BECKE nur einige wenige petrographische Bemerkungen geradezu nur andeutungsweise publizierte, und überhaupt noch niemand diese Serie petrographisch gegliedert und beschrieben hat. In der vorliegenden Arbeit liefere ich daher erstmals eine solche petrographische Bearbeitung. Gerne gestehe ich ein, daß die geologische Kartierung 1 : 10.000 in dieser Serie nur punktförmig und längs begangener Profile genau ist, ansonsten mehr schematisch ausgeführt wurde. Die besten Leithorizonte bei der Kartierung bilden die charakteristischen Grobkorn-Albit-Epidot-Amphibolite („Hornblendegneise“ der alten Autoren). Typisch und mächtig sind sie auf der Storzspitze. Darum nenne ich die ganze Serie in meinem Gebiete: Storz-Serie. Neu gefunden habe ich zahlreiche Serpentinvorkommen, die auch eine lagenförmige Anordnung zeigen, sowie einige konkordante und diskordante Lamprophyrgänge. Migmatite sind sehr häufig. Die ganze Gesteinsserie ist alpidisch durchbewegt und regressiv, größtenteils epimetamorph geworden. Alte Amphibolite wurden häufig in Prasinite umgewandelt. Phyllonitzone sind häufig.

Diese regressiv metamorphen Vorgänge nehmen besonders nach oben, wo die alpidische Umrührwirkung am stärksten war, zu. Dementsprechend liegt mit unscharfer Grenze auf der Storzserie die Kareckserie. Diese besteht vorwiegend aus Gneisphylloniten und Prasiniten mit erhaltenen Resten des alten Daches der Storzserie, also mit Resten von Paragneis, Amphibolit und Migmatit. Ungemein kräftig und voluminös ist die Albitblastese. Lithologische Analogien zum Wechselgneis und Wechselalbitschiefer des Alpen-E-Randes sind vorhanden. Die Kareckserie ist einige Meterzehner bis über 100 m mächtig. In den Phylloniten stecken Quarzlager mit intensiver Durchbewegung (B-Tektonite, kaltgereckter Quarz mit komplizierter Kornverzahnung im Mikroskop). Zu ihnen gehören die kiesführenden Goldquarzlager vom Typus Schellgaden (O. M. FRIEDRICH 1935, 1953 und 1968) mit Scheelit und stellenweise mit alpidischen Turmalin-Blasten (Turmalinsonnen). Den Ausdruck Kareckserie — nach dem schönen Aussichtsgipfel Kareck, westlich des Katschberges — habe ich neu geschaffen, um dieser phyllonitischen Serie des alten Daches mit den reichlichen Prasiniten eine kurze Lokalbezeichnung zu geben. Es ist dabei aber auch die Vermutung maßgebend, daß sich in dieser Serie mehr Sediment- und Vulkanitmaterial verbirgt, das den alten, eventuell präkambrischen Gneisen stratigraphisch aufliegt und altpaläozoisches Alter hat. Etwa analog den älteren Casannaschiefern der Westalpen, oder dem altpaläozoischen Schiefer- und Prasinitanteil der Habachserie G. FRASL'S (1958).

Im Meter-Bereich bzw. mitunter auch im Zehnmeter-Bereich unscharf abgegrenzt, stellen sich darüber die dunklen Phyllite, Serizit-Chlorit-Quarzite, Graphitquarzite-Prasinite und Albitporphyroblastenschiefer der Murtörl-Serie ein. Diesen Lokalnamen stelle ich auf, weil die Serie stratigraphisch recht viel enthält, so auch Kalk, phyllit und sandige Schwarzschiefer mit gradierter Schichtung von Flysch-Charakter, Ihr Alter dürfte jungpaläozoisch sein. Meist fehlt Injektion durch zentralgranitisches Magma. Sie ist von den überlagernden „permotriadischen“ Konglomeratquarziten, Quarziten, Arkosegneisen, Altkristallinresten, Augengranitresten und der karbonatischen „Trias“ (Rauhwaacke, Dolomit, Kalkmarmor) der Schrovineinheit feldgeologisch abtrennbar. Die ältere Bezeichnung: „Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe“ (EXNER 1939) ist zu kassieren, da sie der Mannigfaltigkeit der Murtörlserie nicht Rechnung trägt und Anteile der Schrovineinheit mitenthält.

Das Murtörl als bekannter Übergang vom Mur- ins Großarlal, über welchen wohl auch einmal eine Straße gebaut werden wird, ist nur der markanteste topographische Punkt in der Serie, den ich deshalb zur Namengebung gewählt habe. Das Profil am Murtörl enthält aber nicht alle Schichtglieder. Den besten Einblick in die Serie gewinnt man in den S-schauenden Hängen des Murtales gegenüber der Rotgülden-Mündung, wo die Serie infolge tektonischer Anschoppung vor der Stirne der Storzdecke den beträcht-

lichen Betrag von 1400 *m* Mächtigkeit erreicht. Primär handelt es sich um wenige 100 *m* Mächtigkeit, die am Tauern-E-Rand (Kareckprofil, Lieser- und Maltatal) auf einige Meterzehner infolge tektonischer Reduktion absinkt. Der Anteil basischer Vulkanite am Aufbau der Murtörlserie ist volumetrisch sehr groß. Die besonders im westlichen Teil der Serie (westlich Moritzmündung, Murtörl, Großarlal) vorherrschenden Chlorit-Serizit-Phyllite und Chlorit-Serizit-Quarzschiefer („helle Schiefer“ im Gegensatz zu den Schwarzphylliten) sind wohl als vulkanische Tuffe anzusprechen. Prasinite sind in der gesamten Serie in großer Menge als zahlreiche Lagen vorhanden und stellen wohl ehemalige Diabase dar. Vereinzelt tritt Epi-Amphibolit auf, der aus subvulkanischen Gabbrostöcken hervorgegangen sein mag.

Schrovineinheit: Die in der Landschaft weithin sichtbaren Rauhwacken, Dolomite und Kalkmarmore des Schrovinkopfes reichen in der unmittelbaren Fallrichtung bis an den Hangfuß nördlich des Zederhausbaches bei Fell. Sie wurden von V. UHLIG (1908, geologisch-tektonische Kartenskizze 1 : 200.000), L. KOBER (1922, p. 231 und Tektonogramm 1 : 100.000) und R. STEIGER (1953, p. 57 bis 59) teilweise als Unterostalpin dem Mesozoikum der Radstädter Tauern zugerechnet. Ich selbst teilte diese Karbonatgesteinsserie ganz richtig in meiner Erstlingsarbeit der „Dolomit-Kalk-Gruppe“ der peripheren Tauernschieferhülle zu. Ich konnte mich aber damals aus begriflichem Mangel an Erfahrung noch nicht der STAUB'schen Auffassung anschließen, daß hier die Modereckdecke wieder aufscheint. Vor allem konnte ich keine lamellierte Granitgneislage ausnehmen, sondern beobachtete nur Quarzit und „Gneisquarzit“ (EXNER 1939, p. 299 und 1942, p. 61 bis 62). Nach jahrelanger spezieller Befassung mit den Rote Wand-Modereck-Gneislamellen anlässlich meiner Kartierung der Sonnblickgruppe, war es mir dann natürlich beim ersten Wiedersehen des Schrovinkopfes (EXNER, Aufnahmebericht für das Jahr 1961) möglich, zu erkennen, daß R. STAUB mit seiner Behauptung der petrographischen und tektonischen Analogie von „Trias und Gneis am Schrovinkogel“ (= Schrovinkopf) mit denselbigen Gesteinen am Modereck (R. STAUB 1924, p. 57) genau das richtige getroffen hatte. Damit war aber auch das Zurechtbestehen der großtektonischen Auffassung R. STAUB's (1924) wahrscheinlich geworden, nämlich daß die Glocknerdecke oder mein „Deckensystem der Oberen Schieferhülle“ um das Tauern-E-Ende herumstreicht und so auch in dieser Richtung die Verbindung zum „Deckensystem der Oberen Schieferhülle“ des Gasteiner Raumes (EXNER 1957) besteht. A. TOLLMANN (1963, Texttafel 5) zog dann auch nach mündlichen Aussprachen mit mir diese Verbindung.

So nenne ich nunmehr diese, am Schrovinkopf und in streichender Fortsetzung anstehende und von mir genauestens aufgenommene und petrographisch untersuchte Serie von Altkristallinresten (biotitreiche Gneise), Augengranitgneis (Phengit-Mikroklin-Augengneis), ferner von Albitporphyroblastenschiefer, Prasinit, von „permischen“ Arkosegneisen, Arkoseschiefern, Geröllquarziten und von „Trias“ (Quarzit, Rauhwacke, Dolomit und Kalkmarmor) Schrovin-Einheit. Durch tektonische Anschoppung erreicht sie am Schrovinkopf zirka 300 *m* Mächtigkeit. Im Profil des Schrovinkopfes selbst sind drei tektonische Schuppen innerhalb der Schrovin-Einheit erkennbar. Ich konnte im Zuge meiner Kartierung die Schrovin-Einheit bis nahe zum Murtörl und bis nördlich Malta, also insgesamt auf einer Strecke von 35 *km* Länge verfolgen. Die Schrovin-Einheit bildet den wichtigsten und sehr konstanten Leithorizont in der peripheren Tauernschieferhülle der NE-Ecke der Hohen Tauern.

Die darüber folgenden Bündnerschiefer setzen sich zunächst aus Schwarzphyllit, Karbonatquarzit, „Lias“-Breccie (gelängte Dolomitgerölle in karbonatquarzitische Matrix) und Serpentin zusammen, analog der Brennkogelserie der Glocknergruppe. Darüber bilden Kalkglimmerschiefer mit Kalkmarmorbändern, Kalkphyllit und Grünschiefer (typischer Prasinit der Oberen Schieferhülle) in mehrfach wiederholten Lagen die eigentliche sogenannte Obere Schieferhülle oder Glocknerserie.

In den gering mächtigen Profilen des E-Randes der Hohen Tauern südlich des Murtales und besonders schön, südlich des Liesertales, kann man diese regelmäßige Lagerung: Schrovin-Einheit mit „Trias“, darüber Brennkogelserie und darüber Glocknerserie, gut beobachten. Offensichtlich liegt hier eine aufrechte, verhältnismäßig wenig geschuppte Serie vor. Sie fällt flach nach E (20 bis 40° Einfallen). Die Bündnerschiefer erreichen hier nur etwa 350 m Mächtigkeit.

Hingegen sind die Bündnerschiefer am Kamm zwischen Mur- und Zederhaustal über 1000 m mächtig. Sie fallen steil nördlich ein (40 bis 60° Einfallen). Sie sind tektonisch angeschoppt. Die kartierten „Trias“-Dolomit-Linsenzüge (siehe Tafel 1) bilden Leitbänder innerhalb des gefalteten und geschuppten Schieferstoßes. Die zahlreichen scharfen Bergkämme und Nebentäler, welche von S dem Zederhaustal zustreben, queren die periphere Schieferhülle und geben ausgezeichnete Aufschlüsse, die längs 10 km streichender Länge den Aufbau der Bündnerschiefer im Gebiet südlich und westlich Zederhaus sonnenklar an den Tag bringen. Man sieht, individuelle markante Gesteinszüge (Serpentine, mächtige Kalkglimmerschiefer- und mächtige Grünschieferzüge) wohl über viele Kilometer hin anhalten, sich im Zuge der Liegendfalten gabeln, mit anderen Gesteinslagen dieser Serie wiederum Schuppen bilden und dabei beträchtliche Mächtigkeitsschwankungen erleiden. Querprofile und geologische Karte vermitteln hier bei anhaltender Konstanz der Faltenachsenrichtung (WNW) einen in den Tauern selten erreichten, sehr vollständigen Einblick in den Internbau einer solchen tektonisch angeschoppten Bündnerschieferserie.

Die darüber folgende Nördliche Rahmenzone entspricht bezüglich Gesteinsinhalt und Tektonik der Matreier Zone am S-Rande der Hohen Tauern, etwa in Großfragant (S. PREY 1964) und bei Döllach (Ch. EXNER 1964). In der Hafnergruppe handelt es sich um die östliche Fortsetzung der Oberen Schwarzphyllitzone der Geologischen Umgebungskarte von Gastein. Die Nördliche Rahmenzone liegt in unserem Raume auf den Bündnerschiefern des Deckensystems der Oberen Schieferhülle längs folgender Linie: Prabitschkopf—Reinkarlacke—Barleitenkopf—Zliemwald—Gries im Zederhaustal. Diese Linie zwischen „Oberer Schieferhülle“ (unten) und „Nördlicher Rahmenzone oder Matreier Zone“ (oben) wurde bereits von E. CLAR (1937) im Mur- und Zederhaustal richtig erkannt. Es überwiegen in der Nördlichen Rahmenzone Schwarzphyllite. Prasinite treten zurück. Dafür stellen sich reichlich Serizit-Chlorit-Phyllite (Grünphyllite) ein. Die Kalkschiefer sind vorwiegend als Kalkphyllite mit Bändern von Kalkmarmor und Karbonatquarzit vertreten. Serpentine bilden Schollenzüge. Mit diesen Gesteinen sind solche von unterostalpinem Charakter vergesellschaftet (Gneisdiaphthorit, Quarzphyllit, Permomesozoikum, ähnlich dem der Radstädter Tauern). Das Ganze ist intensiv tektonisch geschuppt. Die alpine Gesteinsmetamorphose der Nördlichen Rahmenzone ist verhältnismäßig schwach: Phyllite, Neubildung von Stilpnomelan, reliktsche Erhaltung voralpidischer grobschuppiger Muskovite. Schon S. PREY (1938) hat anlässlich einer in dieser Zone begonnenen geologischen Kartierung — seine geologische Manuskriptkarte ist im Archiv der Geologischen Bundesanstalt in Wien aufbewahrt — die genannten, sehr charakteristischen grünen Phyllite und das diaphthoritische Altkristallin (unter der Riedingspitze) aufgefunden. F. THALMANN (1962 und 1963) hat sich ebenfalls bereits eingehend mit unserer Nördlichen Rahmenzone befaßt. Ich benütze die Bezeichnung „Nördliche Rahmenzone“ nach dem betreffenden Terminus von H. P. CORNELIUS und E. CLAR (1939) im nördlichen Teil des Großglocknergebietes (Fuscher Phyllite usw.). Am E-Ende der Hohen Tauern kann die Basisserie der Tschaneckschollenzzone im Katschberggebiet als Fortsetzung angesehen werden (Blatt Tamsweg).

Die in der Nördlichen Rahmenzone weithin verfolgbaren Trias-Dolomitlinsenzüge (Tafel 1) geben Hinweise auf den komplizierten tektonischen Schuppenbau dieser Zone. Größere unterostalpine Schollen lassen noch den stratigraphischen Aufbau erkennen und wurden eingehend von F. THALMANN (1962) bearbeitet. Diese Groß-Schollen gehör-

chen ebenfalls der WNW streichenden Haupt-Faltenachse und bilden Walzen, die nach WNW eintauchen und von den Schiefen der Nördlichen Rahmenzone tektonisch eingehüllt werden.

Die Katschbergschiefer mit den zugehörigen unterostalpinen permo-mesozoischen Schollenzügen usw. (Katschberg-Zone), das Oberostalpine Altkristallin des Nockgebietes und der Dolomitkeil des Hirnecks bilden die hochinteressanten Zonen der Ostalpinen Decke über der nach E eintauchenden Tauern-Walze.

## D. Parautochthone Decke

### I. Der Mureckgneis

ist auf Grund meiner sehr eingehenden feldgeologischen und petrographischen Untersuchung kein intrusiver Lagergang (BECKE, ANGEL), sondern eindeutig eine Gneisdecke bzw. Gneislamelle, die vom Hochalm-Ankogel-Massiv abgesichert wurde und die Sedimenthaut dieses Massivs überfahren hat bzw. durch Querfaltung auch mit ihr verwickelt ist. An einigen Stellen trägt der Mureckgneis noch seine sedimentäre Bedeckung (Schiefer zwischen Mureck- und Storzdecke). In der Mehrzahl der Fälle wurde sie aber durch die höheren tektonischen Einheiten abgesichert, sodaß nun meist Storzserie (im Osten) und Murtörl-Serie (im Westen) mit tektonischem Kontakt unmittelbar dem Mureckgneis aufliegen. Wie das Kartenbild zeigt, ist der Mureckgneis nicht überall vom Hochalm-Ankogel-Massiv abgerissen. Im Westen und Südosten hängt er mit diesem noch zusammen. Die Silbereckserie taucht dort tunnelförmig unter den mit dem Massiv noch in Zusammenhang befindlichen Mureckgneiskörper ein bzw. ist mit diesem in komplizierte Falten gelegt und zu tektonischen Schollen zerrissen.

Der Mureckgneis mit seiner stellenweise noch vorhandenen Sedimentauflage bildet somit eine typische parautochthone Decke. Sie ist relativ zu ihrem autochthonen Untergrund (Hochalm-Ankogel-Massiv) nur wenige Kilometer verschoben und hängt mit diesem seitlich noch zusammen.

Auch die petrographische Zusammensetzung des Mureckgneises entspricht dem benachbarten Teil des Hochalm-Ankogel-Massivs. Doch hat der Mureckgneis kräftige Faltung, differentielle Gesteinsdurchbewegung und epi- bis mesometamorphe Rekrystallisation erfahren. Die Erscheinungen der Kornzertrümmerung und der nachfolgenden Blastese (Blastomylonite und rekrystallisierte Phyllonite) granitoider Ausgangsgesteine (Zentralgranit) können geradezu in vorbildlicher Klarheit an dieser Gneisdecke beobachtet werden. Der Reichtum an Phengit und das Auftreten von Knaf-Porphroblasten mit unverlegten helizitischen Einschlußzügen sind in den Granitgneis-Phylloniten des Mureckgneises bemerkenswert. Ehemalige basische Schollen im Granit wurden zu Phylloniten mit Neuspaltung von Biotit umgewandelt. Schachbrettalbit ist im Granitgneis der Mureckdecke häufig vorhanden. Myrmekit fehlt.

### 1. Im Bereiche von Blatt Hofgastein

Auf Blatt Hofgastein hängt der Mureckgneis mit dem Hölltor-Granitgneis des Hochalm-Ankogel-Massivs zusammen. Unter diese Verbindung taucht tunnelförmig die Silbereck-Synform (frühere Bezeichnung: Silbereck-, „Mulde“) ein. Sie bildet dort den auf Tafel 1 schraffiert gezeichneten Schollenzug: Großarlal bis südlich Mureck.

Der geologischen Karte der Umgebung von Gastein mit Erläuterungen (EXNER 1957) sind diese Tatsachen zu entnehmen. Der Schlüssel zum tektonischen Verständnis besteht im Schuppen- und Querfaltenbau.

Aus den obersten Lagen des Hochalm-Ankogel-Gneissmassivs wurden Gneisschuppen teils abgerissen, teils stehen sie mit dem Massiv noch im Zusammenhang. Sie werden



von der zugehörigen Sedimentserie über- und unterlagert. Sie sind staffelförmig angeordnet. Die Synformen (Sedimentzonen und Schollen der Silbereckserie) tauchen tunnelförmig nach W unter die Antiformen (Granitgneis-Schuppen, Granitgneis-Lamellen). Dazu kommen Querfalten um NE- und NS-Achse. Die größte in diesem Bereiche ist die Gasteiner Quermulde. Um sie rotiert der mächtige Siglitz-Gneis-Lappen des Hochalm-Ankogel-Gneismassivs. Er trägt die autochthone Silbereck-Sedimentserie (= Angertalmarmorserie). Diese ist keine einfach durchstreichende Lage, sondern im Gebiete zwischen Gastein- und Großarlal durch tektonisch höhere, in sie von oben eintauchende Antiformen (Granosyenitgneis-Lamellen des Flugkopfes und der Pitzachalm) in mehrere Züge aufgespalten (siehe geologische Karte der Umgebung von Gastein). Es ist somit sonnenklar und durch meine Detailkartierung eindeutig belegt, daß das viel zu einfache Schema einer durchstreichenden „Hochalmdecke“ (L. KOBER) eine zwar seinerzeit didaktisch anregende Modellvorstellung war, aber den Tatsachen im Detail nicht gerecht wird. Wir werden sehen, daß am E- und S-Ende der Silbereckserie (Lieser- und Maltal) ebenfalls durch komplizierte tektonische Schuppen und Querfalten bedingte Verbindungen zwischen Hochalm-Ankogel-Massiv unter der Silbereckserie und Mureckgneis über der Silbereckserie vorliegen. Der Schlüssel zum Verständnis liegt in der parautochthonen Natur des Mureckgneises.

Gesteinsbeschreibung mit chemischer Analyse des Mureckgneises im Großarlal und spezielle Untersuchung des Mureckgneises an der Typuslokalität Mureck wurden bereits früher mitgeteilt (EXNER 1957, p. 113 bis 114 und 119; G. FRASL 1954). Zu ergänzen ist nunmehr, daß die chemisch analysierte Probe (Forstweg im Gstöskkar) megaskopisch grünlichen Hellglimmer führt, der im Mikroskop deutlichen Pleochroismus von farblos bis hellgrün aufweist. Statt der damals gebrauchten Bezeichnung „Muskovitgneis“ ist nach unserer jetzigen Kenntnis besser die Bezeichnung „Phengitgneis“ zu verwenden. Das gilt auch für andere, aus dem Bereiche des Großarltales und Murecks gesammelte Proben des Mureckgneises.

## 2. Im Bereiche des Murtales

Vom Mureck bis zur Querfalte im Liesertal bildet der Mureckgneis auf über 15 km streichender Länge eine bis 300 m mächtige Granitgneisdecke auf den Bündnerschiefern der Silbereckserie. Es handelt sich auf Grund meines Kartierungsergebnisses um eine Teilerscheinung des Falten- und Schuppenbaues von Hochalm-Ankogel-Massiv und auflagernder Silbereckserie, wobei der höchste Gneiskeil des Hochalm-Ankogel-Massivs deckenförmig über die gefalteten und geschuppten Bündnerschiefer hinweggeglitten ist und im N und E tektonisch angeschopt wurde. Granitgneislamellen innerhalb der Bündnerschiefer (Falten- und Schuppenbau) verbinden sich mit Gneiskeilen, die aus dem Hochalm-Ankogel-Massiv in die Silbereckserie hineinragen. Die petrographische Beschaffenheit dieser Gneiskeile, der Gneislamellen und des Mureckgneises der Decke ist analog: Vorwiegend stark verschieferter Blastomylonit mit granitischen Relikten. Das Gestein ist reich an Phengit. Phyllonite sind häufig. Wenn wir hier zweckmäßig nur die Beobachtungen am Mureckgneis der Decke anführen und die Gneislamellen und Gneiskeile in der Silbereckserie erst im zweiten Teil der Geologie der Hafnergruppe zusammen mit den Profilen der Silbereckserie behandeln wollen, so ist dies eine sehr künstliche Trennung. Dessen möge man sich bei großtektonischen Schlußfolgerungen bewußt bleiben!

Und nun betrachten wir die Mureckdecke in ihrem Verlauf durch die vorzüglich aufgeschlossenen Querkämme und Quertäler im Einzugsbereich der Mur vom Mureck über Schmalzgrube, Rosskar, Moritzental, Bettelwand, Mannsitz, Schrovinkar, Murtal im Gebiete um die Rotgüldenmündung, Murtal beim Altenberg und Oblitzen-W-Flanke bis zum Grenzkamm gegen das Liesertal.

## 21. Vom W-Rand des Kartenblattes bis zum Moritzental

Am Mureck \*) ist der Mureckgneis zirka 250 m mächtig. Sein Einfallen beträgt 45 bis 60° nach N und NNE. An der Basis besteht er über den Schiefen der Silbereckserie aus 2 m mächtigem Serizit-Quarzschiefer (Gneisphyllonit) mit Porphyroblasten von Disthen und Chloritoid (nördlich und nordöstlich Kleines Törl, P. 2347). Darüber folgt verschieferter Granitgneis, der gegen den Gipfel des Murecks (P. 2402) porphyrischen Charakter annimmt. Die bis 4 cm großen Knäse sind idiomorph und weisen zonare Einschlußringe von Plagioklas und chloritisiertem Biotit auf (G. FRASL 1954). Der Glimmer des Gneises ist vorwiegend Hellglimmer (Phengit). Untergeordnet tritt Biotit auf. An der Hangendgrenze gegen die Schiefer der Murtörlserie ist der Mureckgneis phyllonitisch (20 m). Bemerkenswert ist die petrographische Ähnlichkeit des Mureckgneises mit dem Phengitforellen-Augengranitgneis in den drei Gneiskeilen und in dem liegenden Granitgneis der Silbereckserie am Schöderhorn (P. 2475) und in der N- und NE-Flanke dieses Berges. Die Wurzel der Mureckdecke dürfte sich nur wenige Kilometer südlich des Murecks befinden.

Mit gleichbleibender Mächtigkeit und 50° N-Fallen quert der Mureckgneis die Schmalzgrube nördlich der Murquelle.

Besonders gut ist der Mureckgneis in den S-Hängen des Roßkares aufgeschlossen. Über den Schiefen der Silbereckserie ist er wiederum als Phyllonit entwickelt und führt Disthen-Porphyroblasten (400 m südsüdwestlich P. 2224). Der Hauptkörper zeigt granitische Knä-Augen. Die hangenden Partien sind zu feinkörnigem Blastomylonit und zu Gneisphyllonit umgewandelt. Im frischen Bergsturzmaterial nordöstlich P. 2149 kann man besonders gut die Übergänge vom porphyrischen Granitaugengneis zum feinkörnigen Augengneis vom Typus Rote Wand-Modereck, der ja auch im Mureckgneis reichlich vertreten ist, studieren. An kontinuierlichen Übergängen sieht man die Auswirkung der mechanischen Kornzerkleinerung und der Durchbewegung mit nachfolgender Rekrystallisation. Wiederum zeigt der Mureckgneis enge petrographische Verwandtschaft mit den benachbarten Gneiskeilen und Gneislamellen in der Silbereckserie im Gebiete der Roßkarscharte und mit dem Granitgneis im Liegenden der Silbereckserie (nördlich Frauennock). Faltenachsen und Lineationen der Gneiskeile und Gneislamellen sind konform denen des Mureckgneises. Das gilt auch für das Gebiet des Murecks. Die Achsen tauchen nach NE und ENE ein.

Am Grat nördlich der Roßkarscharte (Frischinghöhe-SSW-Grat) ist der Mureckgneis zirka 150 m mächtig. Er führt bis 2 cm große Knä-Augen. Petrographie von hier siehe bei F. THALMANN 1963, p. 130 bis 131. Weißschiefer (Gneisphyllonite) kommen sehr wohl auch vor. Die NE-Faltenachse wird von jüngerer Knitterung um NNE-Achse überprägt. Der Fallwinkel der Schieferungsflächen und die Mächtigkeit des Mureckgneises nehmen nach unten zu. Am Grat nördlich der Roßkarscharte fallen die s-Flächen des Mureckgneises 45° nach NNE. In der 800 m tieferen Moritzenschlucht (bei P. 1628, westsüdwestlich Moritzen Jagdhaus) fallen sie 55° nach NNE und die Mächtigkeit beträgt hier zirka 200 bis 250 m. Vom gegenüberliegenden Hang (Bettelwand) sieht man diese radförmige Stirn und die Anschoppung des Mureckgneises in der Tiefe.

## 22. Zwischen Moritzen- und Rotgüldental

Auch am Grat Bettelwand-Mannsitz, im Schrovinkar und im Schmalzgraben (Murtal) hält die NE bis ENE streichende Faltenachse an. Sie dreht im Murtal (nordwestlich Plölitzen) nach ESE und wird dort von jüngerer Knitterung um NE-Achse überprägt.

\*) Das Mureck P. 2402 befindet sich südlich des Murtörls. Nur in diesem Sinne verwende ich in vorliegender Arbeit die Bezeichnung: Mureck. Leider wird auf einigen topographischen Karten das Schöderhorn P. 2475, welches sich weiter südlich befindet, als „Großes Mureck“ angegeben. Eine solche Bezeichnung würde für die geologische Beschreibung recht mißverständlich sein, weshalb ich mich bezüglich des zuletzt genannten Berges (P. 2475) auf den Namen: Schöderhorn beschränke.

Das Einfallen der s-Flächen ist in der Höhe (Mannsitz, Bettelwand und unbenannte Spitze nordöstlich Schrovinschartl) flacher (40 bis 45° nach NE), in der Tiefe des Murtales steiler (40 bis 55° nach NE).

Wo der Mureckgneis auf den Schiefen der Silbereckserie aufrucht, ist er wiederum phyllonitisiert. Obertags z. B. gut studierbar im Schrovinkar, nördlich und nordwestlich der Buchstaben „Sch“ des Wortes „Schrovin Graben“ der Österreichischen Karte 1 : 50.000. Hier sind alle Stadien der Umwandlung des Granitgneises (mit 2 cm großen, automorphen Knafen mit Einschlußringen von Biotit) zu Weißschiefer (Quarz-Muskovit-Schiefer mit Quarz- und Karbonatknauern, mit Quermuskovit, Apatit und Zirkon bzw. ? Monazit und Fehlen von Leuchtenbergit) vorhanden.

Im Wasserkraftstollen der Murstufe nordwestlich Plölitzen wurden die basalen Phyllonite des Mureckgneises durchörtert. Das sehr frische Gesteinsmaterial von der Halde beim Mundloch des Fensterstollens in der Murschlucht, 530 m nordnordwestlich Plölitzen, habe ich aufgesammelt und petrographiert. Man sieht den Übergang von Phengit-Granitaugengneis über feinschiefrige Phengitgneise mit Quarz-Feldspat-Walzen zu quarzreichen Phengitschiefern. Besonders interessant sind außerdem hier dunkelgrüne (Fe-reiche) Phengitschiefer mit viel Titanit und Opazit und stellenweise auch Biotit. Sie entstammen basischen Fischen im Mureckgneis, die ebenfalls der Phyllonitisation unterlagen. In unmittelbarem Verbands kommen Fuchtschieferlagen im Granitaugengneis (Mureckgneis) vor. Man kann wohl annehmen, daß Chrom aus dem basischen Fisch im Zuge des metamorphen Stoffumsatzes in den Granitgneisphyllonit eingewandert ist. Es folgt die Beschreibung dieser Gesteine:

**Biotit-Phengit-Quarz-Schiefer mit Kalifeldspatporphyroblasten.** Das Gestein ist intensiv gefaltet mit Spitzfalten im Zentimeter-Bereich und Rekrystallisation der Hauptgemengteile. Die Kalifeldspatporphyroblasten sind bis 1.4 mm lang, xenomorph und gelangt in s. Sie zeigen flauwe Mikroklingitterung. Es fehlen Zwillinge und es fehlt Perthit. Die unverlegten helizitischen Einschlußzüge bestehen aus Biotit und Phengit. Biotit bildet einige Millimeter große Individuen, ist so wie Phengit elongiert (deutliche Lineation des Gesteines) und zeigt Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Unter den Accessorien ist vor allem das reichliche Auftreten des Titanits bemerkenswert. Er bildet mehr als 1 Vol.-% des Gesteines. Im Querschnitt sind es spitzrhombische Individuen oder leistenförmige, beiderseits zugespitzte Formen mit Durchmesser bis 0.15 mm Länge. Ferner: Opazit, Apatit, Chlorit (sekundär nach Biotit), Zirkon (oder ? Monazit) und Karbonat. Das reichliche Vorkommen von Titanit spricht für die metamorphe Herkunft dieses Phyllonits aus einem basischen Fisch im Granitgneis, der titanreiche Hornblende oder auch titanreichen Biotit ursprünglich führte. Damit steht auch die Mannigfaltigkeit der übrigen Accessorien im Einklang.

**Dunkelgraugrüner Phengit-Quarz-Opazit-Schiefer.** In diesem Phyllonit-Typus tritt nur wenig Biotit auf. Dafür zeigt der Phengit megaskopisch dunkelgraugüne Farbe (Fe-reich), kräftigen Pleochroismus (bei normaler Schlifffdicke von farblos bis grasgrün), 3 mm Länge und deutliche Lineation. Der Opazit wurde nicht näher bestimmt. Die Quarzzeilen zeigen Kleinfältelung des Gesteines an. Accessoria: Biotit, Titanit (massenhaft vorhanden, Ausbildung wie im vorgenannten Gestein), Apatit, Chlorit, Karbonat und Zirkon. Die Kristallisation von Phengit und Quarz überdauerte die Deformation des Gesteines.

**Dunkelgraugrüner Phengit-Quarz-Schiefer.** Opazit tritt hier nur accessorisch auf. Die Titanitkörnchen sind massenhaft vorhanden. Die vorwiegend idiomorphen Titanitkörnchen sind in dieser Probe bis 0.86 mm groß und häufig teilweise resorbiert („angefressen“). Der übrige Mineralbestand und die Ausbildung des Gefüges entsprechen dem vorgenannten Gestein. Eine Probe dieses Gesteines wurde Herrn Dr. A. BERAN im Oktober 1967 zur Untersuchung übergeben.

A. BERAN (1969) beschrieb dann aus dem Plölitzen-Wasserkraftstollen eine andere Gesteinsprobe (Phengitschiefer), welche Quarz, Albit, Phengit, Chlorit, Kalzit und Erz führt. Er untersuchte sehr dankenswerter Weise den Phengit optisch, chemisch und röntgenographisch und gelangte zur Annahme, daß sein Phengitschiefer sedimentogenen Ursprungs sei. Dieser Annahme stehe ich eher skeptisch gegenüber.

Bemerkenswert ist dann noch der von mir aufgesammelte Granitaugengneis mit zentimeterdicken Fuchtschieferlagen. Der 2 mm große Fuchsit dieser Lagen tritt zusammen mit Phengit auf und weist dieselbe Elongation wie der Phengit auf. Sie verläuft parallel zur Lineation (Quarz-Feldspat-Zeilen) des Augengranitgneises. Es handelt sich um phyllonitische Lagen im Augengranitgneis.

In der mittleren Partie des Mureckgneises finden sich wiederum die porphyroklastischen Augengranitgneise mit 4 cm großen, idiomorphen und teilweise schachbrett-

albitisierten Kalinatronfeldspaten. Infolge Kataklyse und Rekristallisation sind alle Übergänge zu feinkörnigem Phengit-Mikroklin-Augengneis vom Typus Rote Wand-Modereck vorhanden. In ihm treten reichlich Bergkristall führende Quarz-Chlorit-Klüfte auf (wie in der Gneislamelle 3 der Sonnblick-Gruppe, an der Straße Schachnern—Fleißtal) als Kristallinat später Reste des metamorphen Lösungsumsatzes der Phyllonitisation des Gneises. Außerdem kommen auch biotit- und epidotreiche Augengneislagen vor, die schon F. THALMANN (1963, p. 131) aus dem Schrovingraben beschreibt.

Der neue Güterweg von unweit Einlaufwerk des Plöitzer Kraftwasserstollens in Richtung Schrovingraben (derzeit blindes Ende in Seehöhe 1680 m, 600 m westlich „Drei Schuppen“) zeigt diese prächtig frisch aufgeschlossene Gesteinsserie mit Bergkristallgängen. Mikroskopisch untersucht wurden hier:

Gewöhnlicher Augengneis: Knaf-Plagioklas-Schachbrettalbit-Quarz-Phengit-Gneis mit 3 cm großen Kristallaugen von Knaf und Schachbrettalbit. Die Kalinatronfeldspate zeigen leistenförmige Gestalt. Sie sind perthitisch und weisen flauwe Mikroklingitterung auf. Verschiedene Stadien der Schachbrettalbitisation sind erkennbar. Myrmekit fehlt. Plag III ist gefüllt und zeigt einschlußfreien Randsaum. Accessoria: Biotit, Epidot und Zirkon (? Monazit). Es handelt sich um einen deformierten, ehemals porphyrischen Granit.

Biotit- und epidotreicher Augengneis (Seehöhe 1630 m) mit 4 cm großen Kalinatronfeldspat-Einsprenglingen (teilweise schachbrettalbitisiert) mit megaskopisch erkennbaren Biotit-Einschlußringen. Er ist als Knaf-Plag-Schachbrettalbit-Quarz-Epidot-Biotit-Chloritgneis zu bezeichnen. Der Kalinatronfeldspat ist perthitisch (Fleckenperthit geht in Schachbrettalbit über) und zeigt neben den Biotit-Einschlußringen auch zonare Einschlußringe von Plagioklas. Plag III ist gefüllt. Biotit ist in Umwandlung zu Chlorit begriffen. Es fehlt Myrmekit. Accessoria: Titanit und Pyrit. Das Gestein ist infolge Kornzertrümmerung granuliert, jedoch rekristallisiert. Es handelt sich also um einen Blastomylonit.

### 23. Zwischen Rotgülden- und Altenbergtal

baut der Mureckgneis den Isoklinalhang vom Gipfel des Ochsenkopfes bis zur Mur auf. Die s-Flächen des Gneises fallen hier gleichmäßiger und weniger steil ein (35° bis 45° nach NE). Die Faltenachsen sind nach NNE, NE und ENE geneigt. Mit den Gneislamellen in der Silbereckserie (südlich und westlich Ochsenkopf) ist der Mureckgneis durch Falten und Schuppen um NE- und SE-Achse verbunden. Doch wollen wir diese Lamellen zusammen mit den Profilen des Silberecks erst im II. Teil (Geologie der zentralen Hafnergruppe) behandeln.

Der Ochsenkopf (P. 2674) besteht aus einer im Gipfelgebiet bloß 5 m dicken Mureckgneisplatte über den Schiefnern der Silbereckserie. Die Platte fällt mit 42° nach ENE ein. Die Grenzfläche ist durch Gneisphyllonit und innige Verknetung (tektonische Breccien) von Mureckgneis mit Schiefnern der Silbereckserie (granatführender Schwarzschiefer und Kalkglimmerschiefer) gekennzeichnet.

Der Phengit-Mikroklinaugengneis des Ochsenkopfes ist stellenweise reich an Magnetitporphyroblasten. In den zahlreichen, dunkelgraugrünen bis heller grünen Gneisphyllonitlagen — wir befinden uns im Gipfelgebiet an der Basis des Mureckgneises —, ist Magnetit stellenweise angereichert:

Phengitschiefer mit Magnetitporphyroblasten der Ochsenkopf-NE-Flanke zeigt bis 4 mm große Phengitblättchen, die stark pleochroitisch sind. Auch Querphengit ist vorhanden. Der Magnetit bildet 8 mm große, in s gelängte Porphyroblasten. Das Gestein bewirkt Ausschlag der Magnetnadel des Geologenkompasses. Accessoria sind Quarz, Epidot (Zonarbau: verzwilligter Kern; unverzwilligte und optisch anders orientierte Hülle) und rhomboedrisches Karbonat.

Erst an der Rückfallkuppe (Seehöhe zirka 2350 m) des Ochsenkopf-NE-Kammes liegt über der phyllonitreichen Basisserie der Hauptkörper des Mureckgneises. Er reicht bis zur Mur. Er zeigt Phengit-Augengneis mit automorphen Kalinatronfeldspaten, Phengitphyllonite, Aplitgneislagen und auch zentimeter- bis dezimeterdicke Lagen, in denen Biotit angereichert ist und die wohl auf basische Fische, vielleicht auch basische Lagergänge im Granitgneis zurückzuführen sind.

An der Mur befindet sich in dieser Serie derzeit ein Steinbruch zeitweise in Betrieb für Werksteine- und Schottergewinnung (220 m ost-südöstlich Brunner). Gebrochen wird mittel- bis feinkörniger biotitfreier Granitgneis. Im Steinbruch ist in diesem Granitgneis eine konkordante, 0.5 m mächtige Phyllonitlage aufgeschlossen, die außen aus biotitfreiem bis biotitarmem Phengitschiefer, innen jedoch aus biotit- und epidotführendem Phyllonit besteht. Es dürfte sich um einen stark verschieferten und rekristallisierten, ehemaligen basischen Fisch oder Lagergang im Granit handeln. Die petrographische Untersuchung ergibt, daß der Biotit rekristallisiert ist (alpiner rehbrauner Biotit, dessen Kristallisation die Durchbewegung des Gesteines überdauert hat). Interessant ist das alpine Sprossen von Kalifeldspat in der Phyllonitlage als gesteinsbildender Gemengteil und in Knauern zusammen mit Biotit. Das ganze ist ein Paradebeispiel für Phyllonitisation einer basischen (femischen) Gesteinslage in saurer (salischer) Umgebung. Die petrographischen Details sind folgende:

A. Der mittel- bis feinkörnige Granitgneis, in dem der Steinbruchbetrieb umgeht, stellt sich unter dem Mikroskop als Knaf-Plag-Quarz-Phengit-Gneis mit Epidot, Chlorit und Karbonat dar. Der Knaf bildet bis 8 mm große Kristallaugen. Er ist perthitarm bis perthitfrei, xenomorph, hat flauwe Mikroklingitterung und weist keine Zwillinge auf. Der Plagioklas ist als Plag III, II und I entwickelt. Auch schachbrettgemusterter Plag I kommt vor. Die Fülle wird von Hellglimmer und Klinozoisit gebildet. Ein füllungsreicher Randsaum ist vorhanden. Es fehlt Myrmekit.

B. In der Randpartie der 0.5 m mächtigen Phyllonitlage sieht man, daß der Granitgneis (A) in biotitfreiem Phengitschiefer übergeht. Es stellen sich hier gneisphyllonitische Lagen mit etwas Biotit ein. Mikroskopisch wurden beobachtet:

Phengitschiefer mit etwas Opazit, Epidot und Zirkon. Das Gestein ist beinahe monomikt aus Phengit aufgebaut. Die Phengitblättchen werden bis 2 mm groß. Auch Querphengit ist vorhanden. Der Phengit ist selten gequält und im wesentlichen erst nach der Deformation des Gesteines kristallisiert.

Plagioklas-Quarz-Phengit-Schiefer mit 2 mm großen Knaf-Porphyroblasten. Der Plagioklas ist als Plag II und I entwickelt. Auch schachbrettgemusterter Plag II ist vorhanden. Die Fülle besteht aus Hellglimmer. Der Kalinatronfeldspat hat flauwe Mikroklingitterung. Er ist xenomorph, perthitfrei und besitzt keine Zwillinge. Die unverlegten helizitischen Einschlüßzüge bestehen aus Hellglimmer und Epidot. Der Kalinatronfeldspat nimmt einen bedeutenden volumetrischen Anteil des Gesteines ein. Accessoria: Biotit (hellgelb bis rehbraun), Epidot und Opazit.

C. Aus dem biotit- bzw. epidotreicheren Innenteil der 0.5 m mächtigen Gneisphyllonitlage des Steinbruches stammen folgende Gesteinstypen:

Serizit-Quarz-Schiefer mit Porphyroblasten von Biotit und Karbonat und mit geringen Mengen von Epidot, Opazit und Titanit. Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Er bildet bis 5 mm große Porphyroblasten. Auch Querbiotite sind häufig. Der Biotit hat Einschlüsse von Quarz, Hellglimmer, Titanit und Zirkon (? Monazit). Das Karbonat bildet bis 3 mm große Porphyroblasten mit unverlegten Einschlüßzügen von Hellglimmer, Biotit, Epidot, Opazit und Titanit.

Serizitschiefer mit Porphyroblasten von Kalifeldspat und Biotit. Der Kalifeldspat bildet 3 mm große Porphyroblasten. Er ist xenomorph, perthitfrei, hat flauwe bis harte Mikroklingitterung und besitzt keine Zwillinge. Er führt unverlegte Einschlüßzüge von Serizit, Epidot und Titanit. Der Biotit ist hellgelb bis rehbraun. Er bildet 4 mm große Porphyroblasten. Querbiotit ist häufig. Als Einschlüsse treten Epidot und Titanit auf. Selten sind gequälte Biotitindividuen. Die Kristallisation des Biotits überdauerte die Gesteinsdeformation. Accessoria: Karbonat (Porphyroblasten mit unverlegten Einschlüßzügen von Serizit, Epidot und Titanit), Chlorit (sekundär nach Biotit), Epidot und Titanit.

Muskovit-Epidot-Schiefer mit Porphyroblasten von Kalifeldspat und Biotit. Epidot und Muskovit sind die Hauptgemengteile. Quermuskovit ist vorhanden. Der Kalifeldspat ist Mikroklin und bildet 1 mm große xenomorphe Porphyroblasten. Er ist perthitfrei und zeigt keine Zwillinge. Seine unverlegten helizitischen Einschlüßzüge bestehen aus Hellglimmer und Epidot. Der Biotit (hellgelb bis rehbraun) bildet 1 mm große Porphyroblasten mit Einschlüssen von Epidot. Querbiotit ist häufig. Die Kristallisation des Biotits überdauerte die Durchbewegung des Gesteines. Accessorisch tritt Zirkon (? Monazit) auf.

Wie bereits oben erwähnt, treten im Phyllonit kalifeldspatreiche Knauern auf. Es handelt sich um dezimeterdicke Mikroklin-Quarz-Hellglimmer-Biotit-Chlorit-

Kalkspat-Drusen. Der Kalinatronfeldspat bildet 5 cm große Kristalle von flauem Mikroklin mit Faserperthit.

Die hangendste Partie des Mureckgneises unter dem „Mesozoikum“ am Altenberg besteht aus mittelkörnigem Augengranitgneis (Nr. 1 in Abb. 2).

Unter dem Mikroskop erweist er sich als Knaf-Plag-Quarz-Phengit-Gneis mit Epidot und Karbonat. Es fehlen Biotit und Chlorit. Der Knaf ist 6 mm groß, perthitisch und zeigt flauere Mikroklin-gitterung. Er führt beträchtlich großen Tropfenquarz, der nicht undulös ist und bis 1·2 mm Durchmesser erreicht. Der Plag III ist gefüllt. Myrmekit fehlt.

#### 24. Oblitzen und Oblitzen-N-Flanke

Am Oblitzen-W-Kamm (wasserscheidender Kamm zwischen Mur- und Liesertal) ist der Mureckgneis zirka 300 m mächtig. Die s-Flächen fallen am Grat mit 40° nach ENE, im Murtal etwas flacher (25 bis 30°) in dieselbe Richtung. Die Faltenachsen und Lineationen sind nach ENE geneigt. Der Mureckgneis liegt den Schiefen der Silber-eckserie konform auf und ist an seiner Basis phyllonitisiert.

Der Phyllonit ist als einige Meter mächtiger Weißschiefer mit Übergängen zu Granit-gneis entwickelt. Er ist reich an Quarzknauern und geht stellenweise in Quarzit über. Er ist knapp östlich über der Scharte zwischen Schurfspitze und Oblitzen aufgeschlossen und streicht von hier längs der großen Rinne ins Altenbergtal. Der durch Phylloniti-sation aus Granitgneis hervorgegangene, 1 m mächtige Quarzit kann z. B. am unteren Ende der Rinne studiert werden.

Der Weißschiefer in Seehöhe zirka 2575 m (östlich über der Scharte) erweist sich als Quarz-Musko-vit-Schiefer mit Epidot und mit Porphyroblasten von Chlorit und Pyrit. Der Epidot zeigt Zonenbau. Sein Kern ist verzwillingt und anders orientiert als die Hülle.

Der teils porphyrische, teils mittel- bis feinkörnige Granitgneis über den basalen Phylloniten enthält stellenweise diskordante Aplitgänge mit infolge sekundärer Ver-schieferung unscharfen Grenzen (z. B. Altenberg-E-Flanke, 400 m östlich Ruppbauer Alm). Jüngere Bildungen sind diskordante Quarzgänge. Sie treten in Fiederklüften des etwas verrutschten Granitgneises auf, der im verlassenen Steinbruch an der Mur, 430 m westlich Brücke P. 1131, aufgeschlossen ist.

Es handelt sich in diesem Steinbruch um mittelkörnigen Knaf-Plag-Quarz-Phengitgneis mit wenig Epidot, Biotit, Chlorit, Karbonat, Opazit, Orthit (bzw. dessen Umwandlungsprodukt als Epidot-aggregat) und Zirkon (? Monazit). Der Knaf ist Mikroklin. Er ist perthitisch und zeigt mitunter Karls-bader Zwillinge. Plag III ist gefüllt. Myrmekit und Schachbrettalbit fehlen. Chlorit wurde sekundär nach Biotit gebildet.

### 3. Im Bereiche des Liesertales

In der N-Flanke des Liesertales ist die Auflagerungsfläche des Mureckgneises über den Schiefen der Silber-eckserie längs des Streichens mehrere Kilometer lang aufge-schlossen und erreicht den Talgrund 480 m nordöstlich Jagdhaus Pölla. Die s-Flächen des Mureckgneises fallen in diesem Abschnitt nach NE ein, und zwar in der Höhe steil (35 bis 40°), im Liesertalgrund flach (15 bis 30°). Die Faltenachsen sind vorwiegend nach ENE geneigt. An seiner Basis ist der Mureckgneis wiederum phyllonitisiert. Und zwar folgt auf den Schiefen der Silber-eckserie (z. B. Seehöhe 2220 m, südlich des Oblit-zen-Gipfels) zunächst 5 m mächtiger Weißschiefer, der nach oben in Phengit-Granit-gneis übergeht. Dieser selbst ist durch bis 0·2 m dicke Phyllonitlagen (Phengitschiefer) gebändert. Darüber folgt der porphyrische Granitgneis. Er wird von Amphibolit und Migmatiten der Storzserie überlagert. Im Liesertalgrund ist er um NNE streichende Faltenachse mit dieser verzahnt.

Damit treten wir in den Wirkungsbereich der Querfalte beim Lieserfall ein. Hier wird die Silber-eckserie unvermittelt vom saiger in die Tiefe tauchenden Mureckgneis gegen E abgeriegelt. Dabei kommt es zu Querfalten und Querschuppenbildung im Be-

reiche nördlich des Pölla Jagdhauses, wo die Gesteinsfolge lokal verkehrt liegt (Abb. 3). Mureckgneis liegt dort unter und über dem „Mesozoikum“ der Silbereckserie. Petrographie siehe Legende zu Abb. 3.

Die Querfalte im Mureckgneis rotiert im Bereiche des Lieserfalles um NE- bis ENE-Achse. Östlich des Lieserfalles ist der Mureckgneis in NW-konkaver Falte steil aufgerichtet und riegelt die Silbereckserie gegen SE ab. Am Grat nördlich P. 2517 folgen diese Querwalzen im Mureckgneis einer mit  $20^\circ$  gegen N geneigten Faltenachse. Die Granitgneiswalzen und zugehörigen ac-Klüfte sind vom Ebenlanisch aus sichtbar. Im Gipfelbereich P. 2517 wird der porphyrische Phengitgneis von konkordanten und diskordanten Aplitgängen durchsetzt. Phyllonitlagen (Phengitschiefer) sind auch hier vorhanden. Sie nehmen wiederum im Liegendteil des Mureckgneises, besonders am Rande der Moar-Eissig-Schiefer und der Silbereckserie überhand (Abb. 4).

Im Liegenden der Moar-Eissig-Schiefer und im Hangenden der Silbereckserie ist der Mureckgneis dann noch westlich und südwestlich der Schulter bis zum Grat südöstlich Melnikscharte zu verfolgen. Er nimmt hier massigeren und biotitreicheren Charakter an und geht allmählich in grobporphyrische Biotit-Granitaugengneise des Hochalm-Ankogel-Massivs über. Das tunnelförmige Untertauchen der Silbereckserie unter die Vereinigung von Mureckgneis und Hochalm-Ankogel-Massiv sowie der komplizierte Faltenbau des Melnikkares bestimmen das SE-Ende der Mureckgneisdecke und den Übergang in die frischer erhaltenen und weniger phyllonitisierten Metagranite des Massivs, in denen diskordante Aplit-Pegmatitgänge mit scharfen Grenzen ausgebildet sind (Abb. 1).

Die petrographischen Übergänge vom biotitreichen Metagranit des Hochalm-Ankogel-Massivs zum Phengitaugengneis des Typus Mureckgneis beobachtet man gut an der Felspyramide des Moar-Eissig (P. 2747).

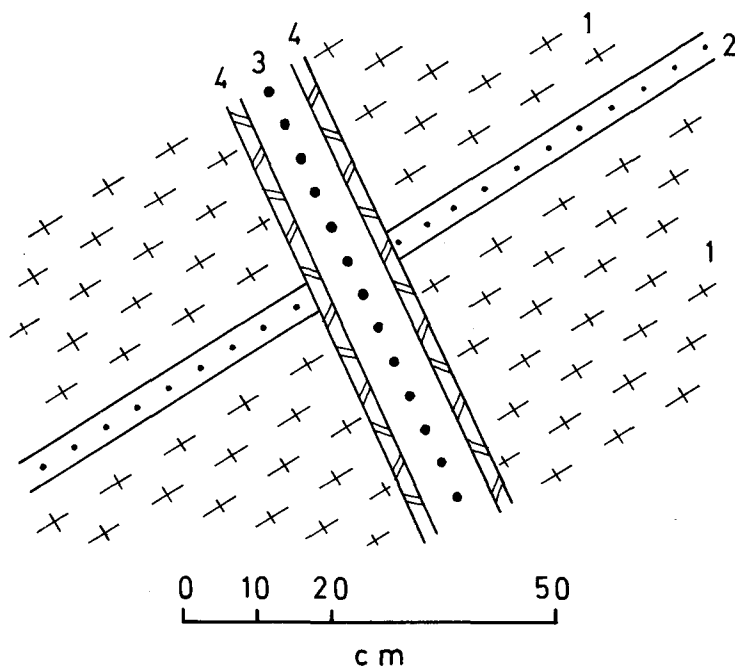


Abb. 1: Scharf begrenzter diskordanter Aplitgang mit pegmatitischem Salband im Granitgneis des Hochalm-Ankogel-Massivs in der Wurzelzone der Mureckdecke.

1 = Granitgneis; 2 = alter Aplit-Lagergang; 3 = junger, diskordanter, scharf begrenzter Aplitgang (8 cm); 4 = beiderseitiges pegmatitisches Salband (jeweils 2 cm dick). Ausnahmsweise ist der Pegmatit hier als Salband und nicht als Innenfüllung des Aplitganges entwickelt.

So sammelte ich z. B. am Moar-Eissig-W-Grat, übergehend in Phengit-Augengranitgneis, grobporphyrischen Biotit-Muskovit-Granitgneis mit 5 cm großen, automorphen Kalinatronfeldspaten mit einspringenden Winkeln der Kristallflächen (Karlsbader Zwillinge) und mit zonaren Einschlußringen von Biotit und Plagioklas. Der Knaf zeigt flau Mikroklingitterung und ist perthitarm. Plag III ist reich an Fülle. Weitere Hauptgemengteile sind Quarz, Biotit (hellgelb bis rehbraun) und Muskovit. Accessoria: Titanit, Orthit, Epidot, Chlorit und Opazit.

Ein frischer Felsabbruch in der W-Flanke des Moar-Eissig-NE-Grates, 700 m ostnordöstlich P. 2368 weist in diesem Gestein bereits die sonderbaren, im Maltatal häufigen, glatt diskordant durchschneidenden Aplit-Pegmatitgänge auf. Bloß auf Grund des megaskopischen Charakters der ungemein scharfen Begrenzung dieser Gänge hat man den Eindruck, daß diese Gänge jünger sind als die Verschieferung des Granitgneises und der alten Gänge. Im Blockwerk dieses Felsabbruches beobachtete ich die Struktur der Abb. 1.

Auf Spuren des alten Bergbaues, an denen das Gebiet sonst so reich ist, stößt man im Mureckgneis selten. Es findet sich eine 3 m tiefe Pinge auf Kluftmylonit im Mureckgneis des E-Grates des Ebenlanischkares in Seehöhe 2150 m, das ist 480 m nördlich P. 2517.

#### 4. Petrographische Zusammenfassung

Petrographisch zusammenfassend läßt sich der Mureckgneis als stark verschieferter und größtenteils rekristallisierter Granitgneis ansprechen. Schachbrettalbit kommt vor. Myrmekit fehlt. Die Kalinatronfeldspate sind teils Relikte des ursprünglichen Granitoids, teils alpine Rekristallisationen und sogar Neubildungen (besonders in Phylloniten). Analoges gilt für die Plagioklase (11 bis 1% An). Siehe F. THALMANN (1963, p. 130). Es fehlt inverszonarer Plagioklas. Quarz ist in der Regel umkristallisiert. Alte Formrelikte sind die Tropfenquarze im Knaf. Biotit ist auf Grund seines Pleochroismus wohl als rekristallisiert anzusprechen. Biotitneubildung findet sich in Phylloniten nach basischen Fischen. Epidot ist häufig zonar gebaut und wohl als Neubildung anzusprechen. Chlorit gibt es sekundär nach Biotit und als Neubildung in Phylloniten. Fuchsit kommt in Phylloniten in der Nähe basischer Fische vor. Neubildungen sind die Quarz-Muskovit-Schiefer (Weißschiefer) mit neugebildetem Disthen und Chloritoid in Granitgneisphylloniten. Der weitaus vorherrschende Hellglimmer ist jedoch Phengit. Die phengitführenden Gneise und Phyllonite haben meist keinen oder nur wenig Biotit. Eine Ausnahme machen Phyllonite nach basischen Fischen. Sie zeigen stellenweise Biotit und Phengit zusammen als Gesteinshauptgemengteile im Vereine mit Quarz und Kalifeldspat. Chlorit und Phengit kommen nur sehr selten zusammen vor. Und wenn sie einmal zusammen vorkommen, ist Chlorit nur ganz untergeordnet vorhanden, und zwar als Sekundärbildung nach Biotit. Von den Accessorien findet sich Magnetit lokal im Granitgneis und dessen Phyllonit angereichert (zusammen mit Phengit). Titanit tritt besonders in Phylloniten nach basischen Fischen reichlich auf und scheint dort von ehemaligen Ti-reichen Hornblenden und Biotiten zu stammen. Orthit ist im Granitgneis vorhanden und wird in den Phylloniten sekundär zu Epidot und Klinozoisit umgewandelt. Apatit, Zirkon (? Monazit) und die Opazite sind Durchläufer. Rhomboedrisches Karbonat ist eine häufige Neubildung im Granitgneis, in seinen Phylloniten und ganz besonders in den Phylloniten nach ehemaligen basischen Fischen. THALMANN (1963, p. 131) fand auch Granat und Zoisit. Strukturell beobachtet man in vorzüglicher Weise die durch Gleitbewegungen hervorgerufene Verschieferung alter Vorzeichnungen (saure Gänge, basische Fische, eventuell auch basische Gänge) und ein kontinuierliches Erscheinungsbild der Kornzertrümmerung mit Rekristallisation vom grobporphyrischen Biotit-Granitgneis bis zum feinkörnigen Phengit-Mikroklin-Augengneis vom Typus Rote Wand-Modereck.



## II. Schiefer zwischen Mureck- und Storzserie sowie innerhalb der Storzserie

Zwischen Mureckgneis und Storzserie ist bei Reit (Murtalstufe oberhalb der Altenbergtal-Einmündung) eine Gesteinsserie vom Typus der Silbereckserie aufgeschlossen. Es handelt sich um „Mesozoikum“ im Hangenden des Mureckgneises. BECKE (1908, p. 375 und 385) beschrieb diese Schiefer als „Altenberger Scholle“. Die Serie ist bloß 10 m mächtig. Ein gutes Profil war während des Baues des Güterweges im Sommer 1962 aufgeschlossen (Abb. 2). Es handelt sich um den Güterweg von „Unterm Fall“ nach „Reit“. Der Aufschluß (Abb. 2) befindet sich bei der Kapelle beim Ruppbauer, 160 m südöstlich Reit.

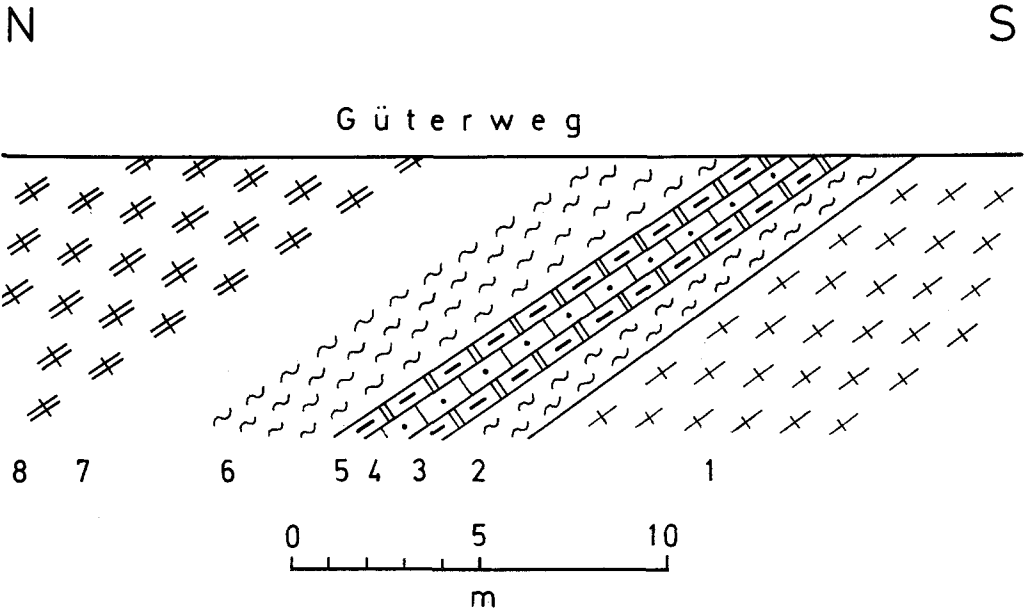


Abb. 2: Schiefer zwischen Mureckgneis und Storzserie bei Reit.

1 = Mureckgneis; 2 = Schwarzphyllit (1 m); 3 = grauer Kalkmarmor (0·2 m); 4 = Karbonatquarzit (0·4 m); 5 = farbloser Kalkmarmor (0·1 m; granoblastische, bis 2 mm große, zwillingslamellierte und nur selten gequälte Kalzitkörner; Accessoria sind Serizit, Quarz und Opazit); 6 = Schwarzphyllit (4 m); 7 = aufschlußlos (5 m); 8 = Migmatitgneis der Storzserie.

Das Marmorband im Steilhang nördlich Jagdhaus Pölla besteht ebenfalls aus Gesteinen vom Typus der Silbereckserie und nimmt infolge der oben besprochenen Querfaltung (siehe Seite 23) eine aberrante Lagerungsform ein. Es liegt, eingewickelt in phyllonisiertem Mureckgneis, über einem quergefalteten, tieferen Lappen der Storzserie. Die Hauptmasse der Storzserie folgt auf dem Mureckgneis. Das Marmorband ist in der Steiflanke nördlich Jagdhaus Pölla 14 bis 20 m mächtig. Es streicht 750 m lange schräg durch den Steilhang und erreicht mit 8 m Mächtigkeit den Talschutt bei der Quelle, 500 m nordöstlich Pölla Jagdhaus. In der Steiflanke nordnordwestlich vom Jagdhaus Pölla ist das Profil der Abb. 3 aufgenommen. Dolomitmarmor, Kalkmarmor, Karbonatquarzit, Schwarzschiefer und Kalkschiefer lagern zwischen dem phyllonisierten Mureckgneis, der von der Storzserie unter- und hoch oben (bereits außerhalb des Profiles) überlagert wird.

Etwas weiter östlich besteht das Marmorband nördlich Jagdhaus Pölla aus Quarzit, Kalkmarmor und Karbonatquarzit. Diese Aufschlüsse befinden sich im Bachbett in Seehöhe 1580 bis 1600 m und am Wandabbruch über der abgerutschten Gesteinsscholle in Seehöhe 1605 m. Wo das Marmorband dann endgültig unter den Schutt des Lieser-

tales untertaucht, besteht es aus fuchsitführendem Karbonatquarzit mit Pyritporphyroblasten und aus einer Dolomitm breccie, die aus hellgelben feinkörnigen Dolomitm-linsen in karbonatquarzitischem Bindemittel zusammengesetzt ist.

Als Moar-Eissig-Schiefer bezeichne ich mesometamorphe Glimmerschiefer mit Lagen von Hornblendeschiefer. Sie sind im Moar-Eissig-Kar teils im Mureckgneis infolge der Querfaltung eingewickelt, oder befinden sich an der Grenze zwischen Mureckgneis (unten) und Storzserie (oben). Das ist z. B. an der „Schulter“ und in der

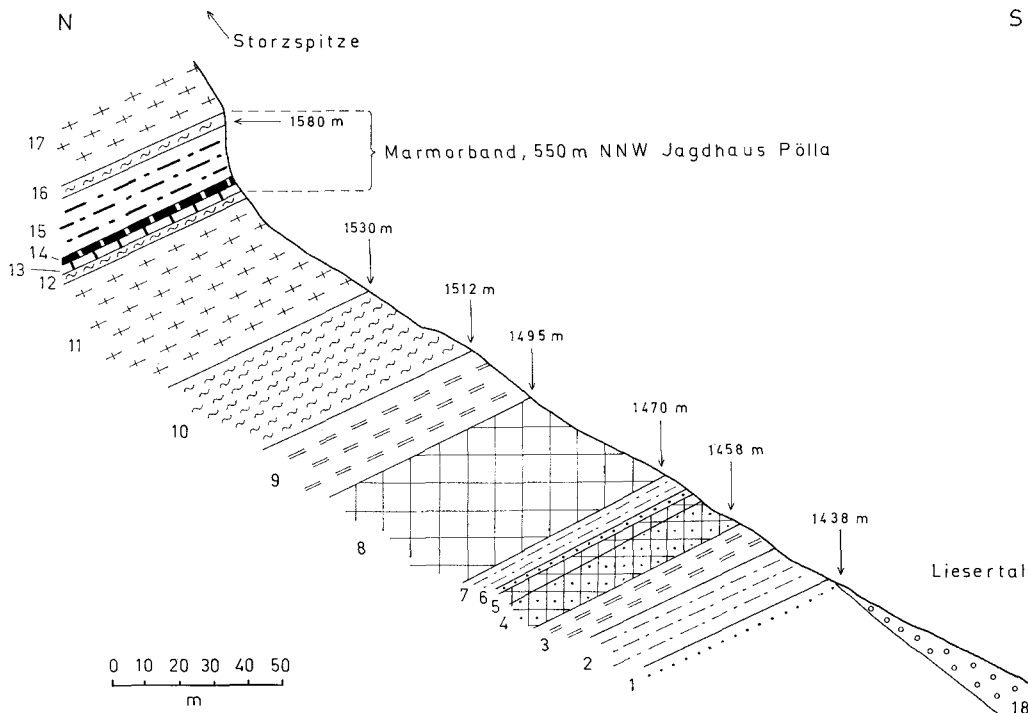


Abb. 3: Marmorband, eingewickelt im Mureckgneis. Querfaltung im Liesertal. Profil durch den Steilhang, 550 m nordnordwestlich Jagdhaus Pölla.

Eingewickelter Lappen der Storzserie im Liegenden: 1 = Aplitgneis; 2 = Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten und mit Aplitlagen; 3 = feinschiefriger, etwas kalkhaltiger Paragneis mit Aplitlagen; 4 = feinkörniger Albit-Amphibolit mit Biotitporphyroblasten und mit Aplitlagen; 5 = Quarz-Albit-Epidot-Amphibolit mit Biotitporphyroblasten; 6 = 2 m Aplitgneis mit Plag-Vormacht (Hauptgemengteile: Plag, wenig Knaf, Quarz, Biotit, Muskovit. Ferner: Epidot und Chlorit); 7 = Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten und Aplitlagen, Quarzit und Paragneis; 8 = feinkörniger Albit-Amphibolit mit lagenweiser Albitanreicherung und mit 3 cm großen Querbiotiten; 9 = gefalteter Paragneis mit Bändern von Aplitgneis und Quarz.

Mureckgneis: 10 = gneisphyllonitischer Phengitschiefer; 11 = Granitgneis mit 1 cm großen Knaf-Augen und mit Aplitlagen. Der Granitgneis besteht aus Knaf, Plag, Quarz, Biotit, Muskovit oder Phengit, Epidot; ferner: Titanit, Pseudomorphosen von Klinozoisit nach Orthit, Chlorit und Karbonat; 12 = 0.5 m gneisphyllonitischer Phengit-Quarz-Schiefer.

Marmorband: 13 = 2 m feinkörniger farbloser Dolomitmarmor; 14 = 1 m Kalkmarmor; 15 = Karbonatquarzit mit Pyritporphyroblasten, wechsellagernd mit Schwarzschiefern (mit Quarzknuern) und mit Kalkschiefer.

Mureckgneis: 16 = 0.3 m Gneisphyllonit; 17 = Granitgneis mit 1 cm großen Schachbrettalbit-Augen und mit Aplitlagen. Es handelt sich um Knaf-Plag-Quarz-Epidot-Biotit-Phengit-Gneis mit etwas Chlorit. Plag III mit Füllungstypus C hat 1 bis 2% Anorthitgehalt. Diskordante Aplitgänge sind erhalten. Mitunter finden sich Karbonatknuern im Granitgneis. Karbonat tritt auch als accessorerischer Gemengteil auf.

18 = Hangschutt.

Scharte 430 *m* nordnordöstlich Schober-Eissig der Fall. Kleinere Partien der Glimmerschiefer finden sich auch innerhalb der Storzserie, z. B. in Seehöhe 2540 *m* im Perschitzkar, südlich Semannscharte. Die Glimmerschiefer sind im Moar-Eissig-Kar einige Meterzehner mächtig. Auf der Schulter sind sie mit spitzwinkligen Falten um N—S-Achse tektonisch angeschoppt.

Die Glimmerschiefer sind dunkel. Sie sind reich an graphitischer Substanz und enthalten Lagen von Graphitquarzit. Man kann sie auch als mesometamorphe Schwarzschiefer bezeichnen.

Es handelt sich um Muskovit-Graphitoid-Chlorit-Quarzschiefer mit Porphyroblasten von Oligoklas, Biotit und Granat. Die schuppigen Glimmerschiefer gehen in feinkörnige quarzreiche dunkle Schiefer bis Graphitquarzite und in dunkle Phyllite über. Biotit (häufig auch Querbiotit) wird bis 6 *mm* groß und zeigt unverlegte Einschlußzüge von Graphitoid. Der Pleochroismus des Biotits ist hellgelb bis rehbraun. Der Plagioklas ist Oligoklas (Plag III, II und I) mit unverlegten helizitischen Einschlußzügen von graphitischer Substanz. Ein schwacher inverser Zonenbau kommt vor. Besonders in der Glimmerschieferlage in der Storzserie des Perschitzkars ist auch die Erscheinung des Rollo-Oligoklases mit polysynthetischer Verzwilligung nach Periklingesetz kräftig entwickelt. Im Moar-Eissig-Kar ist diese Erscheinung wohl auch bereits vorhanden, aber erst schwach ausgeprägt (Zunahme der alpidischen Metamorphose nach S). Granat zeigt zonare Einschlußringe aus graphitischer Substanz. Die Kristallisation der Gesteinsgemengteile hat die Durchbewegung des Gesteins überdauert.

Die Hornblendeschiefer stellen sich als Plagioklas-Biotit-Chlorit-Hornblendeschiefer mit megaskopisch grau-grüner Farbe (Hornblende) und mit 6 *mm* großen Biotitporphyroblasten dar. Die Hornblende zeigt Pleochroismus von hellgrün bis grasgrün, der Biotit von hellgelb bis fuchsrot. Häufig ist Querbiotit entwickelt. Plag I und II besitzen inversen Zonenbau. Von den Accessorien ist Titanit reichlich vorhanden, was genetisch für Entmischung ehemaliger Ti-reicher Amphibole und Biotite spricht. Ferner: Quarz, Turmalin und Opazit.

Die mesometamorphen Schwarzschiefer des Moar-Eissig-Kares (Abb. 4 b, Signatur Nr. 16) spitzen in der 10 *m* mächtigen Weißschieferlage in der Scharte 50 *m* südwestlich des Gipfels P. 2517 aus und setzen in der Flanke zum Ebenlanischkar mit biotitreichem Schwarzschiefer, 10 *m* mächtigem Graphitquarzit und mit einer Lage von Kalkglimmerschiefer wieder ein (Abb. 4 a, Signatur Nr. 4). Als solche gehen sie, nur durch Schutt und Moräne am Fuße des Felsgrates unterbrochen, in die Bündnerschiefer des Ebenlanisch über.

Die Hornblendeschiefer, die im Moar-Eissig-Kar mit den mesometamorphen Schwarzschiefern assoziiert sind, scheinen zur Storzserie (Altkristallin) und nicht zu den Bündnerschiefern zu gehören. Ihr hoher Titanitgehalt spricht gegen die Ableitung aus Mergeln. Mit den epidotreichen Ophioliten der Bündnerschiefer in der Silbereckserie haben sie wenig gemein. Sie gleichen den Amphiboliten der Storzserie. Tatsächlich liegen mächtige Amphibolite gleicher Art über dünnen, mesometamorphen Schwarzschieferrelikten (tektonisch stark verwalzt) an der Scharte, 430 *m* nordnordöstlich Schober-Eissig.

## E. Deckensystem der Oberen Schieferhülle (nebst Bemerkungen zum östlichen Rahmen des Tauernfensters in der Katschbergzone und im oberostalpinen Nockgebiet)

### I. Paragneis, Amphibolit und Migmatit der Storzserie (Altkristallin)

Fälschlich sind auf geologischen Karten-Übersichtswerken Österreichs (VETTERS-Karte usw.) diese Gesteine mit den Zentralgneisen (metamorphe Granite, Tonalite usw.) zusammengefaßt worden. Tatsächlich handelt es sich um das Alte Dach dieser Plutone, in welches diese intrudiert sind. In den mittleren Hohen Tauern wurde dies seit jeher richtig aufgefaßt und die entsprechenden Gesteine als „Alte Gneise“ in die „Untere Schieferhülle“ der Hohen Tauern (Alte Gneise in der Habachserie nach G. FRASL) gestellt. Aber in der Hafnergruppe und ebenso am Tauern-W-Ende (Brennergebiet) hatte einst BECKE diese Gesteine als eine „Randfazies des Zentralgneises“ und die darin steckenden Amphibolite als „basische Randfazies des Zentralgneises“ angesprochen und sie genetisch als Teile des Zentralgranitplutons interpretiert. Diese Meinung

BECKES ist heute nicht mehr aufrechtzuerhalten. Sie hat aber der Autorität dieses bedeutenden Forschers entsprechend offensichtlich ein sehr großes Trägheitsmoment.

ANGEL und STABER haben in ihrer geologischen Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes die Trennung der Amphibolite von den granitischen Gesteinen bereits vorgenommen. Für den hier zur behandelnden Bereich der peripheren Hafnergruppe habe ich diese Abtrennung des Altkristallins (Altes Dach, B-Gneise usw.) immer wieder betont und auf meinen Übersichtsskizzen dargestellt (Ch. EXNER 1949, 1957 usw.). Erstmals wirklich berücksichtigt im Rahmen einer Übersichtsdarstellung der gesamten Hohen Tauern hat dies G. FRASL (1957). Es ist auch das Verdienst von G. FRASL und später von G. FRASL und W. FRANK, diese Zuteilung weiterhin beibehalten zu haben (G. FRASL und W. FRANK 1966; Exkursionsführer EXNER, FRASL und TOLLMANN 1958 und wiederabgedruckte Übersichtsskizze in Exkursionsführer MEDWENITCH, SCHLAGER und EXNER 1964).

Die Gesteine der Storzserie zeigen tatsächlich größte Ähnlichkeit mit den Alten Gneisen der Habachserie in den mittleren Hohen Tauern (Granatspitzhülle und Riffdecken). Vor der alpidischen Metamorphose scheint das Gesteinsmaterial mehr oder weniger analog gewesen zu sein. Man findet die entsprechenden Amphibolittypen, die entsprechenden Ultrabasite, die entsprechenden Paragneise und Migmatite. Während der alpidischen Metamorphose allerdings machten die Gesteine der Storzserie eine kräftigere rückschreitende Epimetamorphose und Phyllonitisation mit als die Alten Gneise der Habachserie im Hollersbachtal bei der Laner Alm oder an der S-Rampe der Felbertauernstraße. Ich besuchte diese beiden Lokalitäten zu Vergleichszwecken mit der Storzserie und danke Herrn Dr. W. FRANK, der mir freundlicherweise diese Lokalitäten als typisch für die Alten Gneise der Habachserie empfahl. Ihrem Charakter als abgerisene, nach N verfrachtete, stark differentiell durchbewegte und bei niedriger Temperatur (Epimetamorphose) rekristallisierte Gesteinsserie entsprechend, handelt es sich bei der Storzserie um ein „pathologisches“ Altkristallin, reich an Albitsprossung, Prasiniten und Phylloniten, deren „gesunder“ alter Stoffbestand und deren alte Strukturen weitgehendst alpidisch umgeprägt wurden. Am intensivsten sind die hangenden Lagen mitgenommen, die als Kareckserie eigens besprochen werden (siehe Seite 41).

Es sei zunächst eine petrographische Gliederung der Storzserie gegeben. Daran anschließend werden geologische Strukturen und Detailprofile behandelt.

## 1. Petrographische Gliederung

### 101. Grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit

Dieser ist megaskopisch gut erkennbar, eignet sich vorzüglich zur geologischen Kartierung und bildet mehrere Leitbänder, die sich weithin verfolgen lassen.

Megaskopisch erscheint das Gestein massig bis schiefzig, grünweiß gesprenkelt. Grüne Hornblenden von 0.5 bis 5 cm Länge wechseln intersertal mit leistenförmigen farblosen bis gelblichgrünen Gesteinspartien ab, welche in den massigen, wenig geschieferten Bereichen noch die Formen der ursprünglichen großen Feldspate erkennen lassen. Unter dem Mikroskop zeigt es sich, daß von den ursprünglichen Feldspaten keine unmittelbaren Relikte mehr existieren. Sie sind völlig durch kleinkörnigen xenomorphen Albit (Plag I) und kleinkörnigen farblosen Epidot ersetzt worden.

Die Hornblende ist farblos bis hellgrün bzw. hellgelb bis grün, mit Auslöschungsschiefe c/z in der Achsenebene 16 bis 16.5° und häufig staubförmig pigmentiert (wahrscheinlich Entmischung nach einer ursprünglich Fe,Ti-reicheren Hornblende). Plag I bildet ein granoblastisches Gefüge, bleibt stets xenomorph; meist nicht verzwillingt; mitunter Einfachzwillinge nach Albitgesetz. Der Anorthitgehalt beträgt 4.5%; unverlegte helizitische Einschlußzüge der übrigen Gemengteile; inverser Zonenbau kommt vor. Der farblose Epidot bleibt unter 0.6 mm Korngröße, zeigt abnormal blaue Inter-

ferenzfarben und den Achsenwinkel  $2V_x = 80$  bis  $84^\circ$  mit Achsenebene senkrecht zur Hauptzone. Es handelt sich also um einen, dem Klinozoisit nahestehenden Pistazit. Die Körnchen bilden ein teils zusammenhängendes, teils schwammförmig aufgelöstes Gerüst, welches diablastisch die Albite durchsetzt.

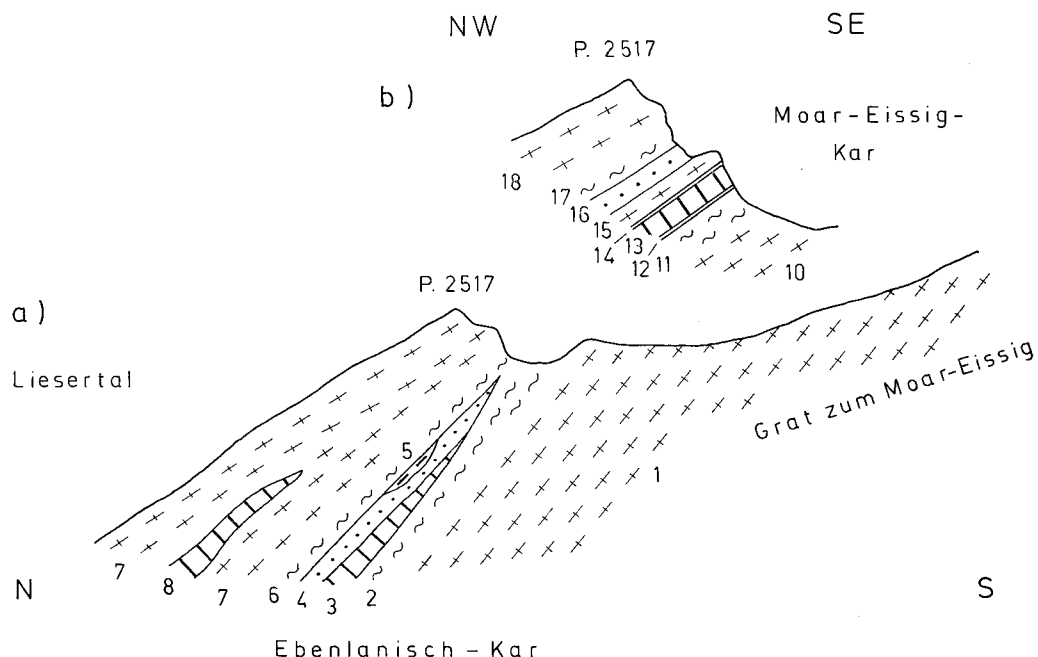


Abb. 4: Grat zwischen Ebenlanisch und Moar-Eissig-Kar.

a) W-Flanke des Gipfels P. 2517. Die Mächtigkeitsangaben beziehen sich auf den Fuß der Felswand. 1 = Augengranitgneis des Hochalm-Ankogel-Massivs, kreuz und quer von Apliten durchschlagen; 2 = Gneisphyllonit (10 m); 3 = feinkörniger farbloser Dolomitmarmor (18 m); 4 = biotitreicher Schwarzschiefer, Serizitquarzit und Graphitquarzit (5 m); 5 = Linse von Kalkschiefer; 6 = gneisphyllonitischer Weißschiefer und Phengitschiefer (3 m); 7 = gefalteter Mureck-Augengranitgneis; 8 = Dolomitmarmor.

b) SE-Flanke des Gipfels P. 2517. 10 = Augengranitgneis; 11 = phengitischer Gneisphyllonit; 12 = Quarzit (0,3 m); 13 = feinkörniger farbloser Dolomitmarmor (15 m); 14 = Rauhwacke (1 m) und darüber gneisphyllonitischer Phengitquarzit (3 m); 15 = Augengranitgneis und Gneisphyllonit (15 m); 16 = biotitführender Schwarzschiefer mit Graphitquarzit (20 m). Gegen ENE schwillt der Schwarzschiefer zu 50 m Mächtigkeit an. Er ist im Mureckgneis eingewickelt; 17 = gneisphyllonitischer Weißschiefer und Phengitschiefer (4 m); 18 = Mureck-Augengranitgneis mit diskordanten Aplitgängen.

Zu diesen Hauptgemengteilen des Gesteines gesellen sich als Nebengemengteile: Biotit (schwach gelblich bis rehbraun). Muskovit (Neubildung, meist nicht deformiert). Chlorit (sekundär nach Hornblende und Biotit). Quarz (selten; besonders am Rande der großen Hornblenden und an hystorogenen Spalten angereichert). Ilmenit mit Zersetzung zu Leukoxen. Pyrit. Lokal findet man Fuchsit, z. B. am Rande des Serpentin am Grat zwischen Mur- und Liesertal, 420 m ost-südöstlich P. 2387 und als Lesesteine in der Liesertal-N-Flanke, 1100 m ostnordöstlich Jagdhaus Pölla.

Accessoria: Titanit und rhomboedrisches Karbonat.

In sekundär stark verschieferten Typen nimmt der Gehalt an Muskovit und Chlorit zu

Das Gestein ist als Metadiorit anzusprechen. Es ist in der Epizone (Albit-Epidot-Amphibolitfazies) rekristallisiert. Ursprünglich dürfte es ein grobkörniger Hornblende-diorit gewesen sein.

## Vorkommen:

Drei Gesteinslagen in der Steiflanke nördlich der Mur. Die oberste Lage ist mehrere Meterzehner mächtig. Sie quert den Zeppergraben in 1700 *m* Seehöhe, baut die Felswand 400 *m* nördlich P. 1442 auf und steht 800 *m* nordnordöstlich Kapelle Hemerach in Seehöhe 1715 *m* an. Die mittlere Lage findet sich westlich Kluftgraben in Seehöhe 1600 *m*, die untere Lage im Traweninggraben in Seehöhe 1560 *m*.

Eine bis 150 *m* mächtige und mehrere Kilometer anhaltende Gesteinslage des grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolits baut die Gratregion zwischen Mur- und Liesertal von der Storzspitze bis unter das Steinwandeck auf. Das Gestein zeigt massige Absonderung und wird von phyllonitischen Bewegungsflächen durchzogen. Auf der Seite des Murtales reicht es bis einige 100 *m* unter den Grat hinab. In der Lieserflanke ist es zunächst auf den Grat beschränkt und zieht dann südlich des Steinwandecks zu Seehöhe 1900 *m* (nördlich der Strafer Alm). Da sich analoges Gesteinsmaterial auf der Halde des nicht vollendeten, in der Zeit um das Jahr 1940 vorgetriebenen Autobahntunnels östlich Abwerg im Liesertal befindet, dürfte die Fortsetzung dieser Gesteinslage im Tunnel ange schnitten worden sein. Ferner: Südöstlich Jagdhaus Moritzen.

Zwischen Lieser- und Maltatal finden sich weitere Fortsetzungen des grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolits auf der Scharte zwischen Girlitzspitze und P. 2546, ferner am Girlitzspitze-SE-Kamm in Seehöhe 2100 *m* und südlich des Lassörn-Wasserfalles in Seehöhe 1720 *m*. Diese Gesteinslage streicht durch die Wände südlich Pöllinger. In tektonisch höherer Position erscheint grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit (5 *m*) am Wandspitze-W-Grat bei der „Rotlahnscharte“ (Abb. 7) und am Felssporn südlich davon. Sehr mächtig ist das Gestein am Faschaunereck (Gipfelregion, S-Kamm und SE-Flanke) entwickelt. Diese mit 30° nach SE fallende Gesteinsplatte wurde von der Erosion unterschritten (Maltinger Alpl).

## 102. Grobkörniger melanokrater Albit-Epidot-Amphibolit

Das Gestein ist massig und ähnlich dem vorhergehenden beschaffen. Es ist jedoch bedeutend mehr Hornblende vorhanden. Die farblosen Partien treten mengenmäßig zurück. Die Hornblende ist in zwei Generationen entwickelt. Die ältere zeigt im Dünnschliff braune Farbtöne, intensive Füllung mit staubförmigem Pigment und Pleochroismus von schwach gelb und bräunlich bis dunkelgrün. Die jüngere bildet ungefüllte Anwachssäume um die ältere Hornblendegeneration und auch eigene Individuen. Ihr Pleochroismus ist farblos bis blaugrün. Der Epidot ist farblos bis schwach gelb und bildet eine Diablastik, besonders im Feldspat. Der Feldspat ist als Plag I, xenomorph, ohne Zwillinge oder nur mit einfachen Zwillingen entwickelt. Ferner: Chlorit, Biotit (schwach gelb bis rehbraun), Titanit, Quarz, Karbonat und Opazit. Es dürfte sich ursprünglich um einen besonders hornblendereichen Diorit gehandelt haben. Der Gesteinstypus findet sich partienweise innerhalb der Vorkommen des vorhergenannten grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolits. Die untersuchte Probe steht an der Straße im Murtal (Schmalzgraben) zwischen „Drei Schuppen“ und „zerstörter Murhütte“ in Seehöhe 1490 *m* an.

103. Aplitisch durchtränkter grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit enthält bis 3-5 *cm* lange und 1 *cm* breite Hornblendesäulen, die boudiniert sind, wobei die einzelnen Boudins von der aplitischen Substanz eingehüllt werden. Vorkommen: Knapp nördlich der Scharte zwischen Brandriegel und P. 2309. Ferner wurde in Rollstücken, 1100 *m* ostnordöstlich Pölla Jagdhaus solch aplitisch durchtränkter Albit-Epidot-Amphibolit fuchsführend aufgefunden.

## 104. Metamorphe Lamprophyrgänge im grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolit

wurden an vier Stellen beobachtet. In dem recht massigen Gestein blieben die Gänge erhalten. Zwei Vorkommen stellen diskordante Gänge dar (a und c).

a) Nördlich von Zaneischg Wiesen steht 400 m südwestlich Brandleiten in Seehöhe 1910 m grobkörniger massiger Albit-Epidot-Amphibolit an. Er wird von mehreren Lamprophyrgängen, welche bis 0.4 m Mächtigkeit erreichen, diskordant durchschlagen.

Das Gestein dieser Lamprophyrgänge ist massig, klein- bis mittelkörnig. Megaskopisch sind grüne Hornblende, Biotit und ein gelblich-graugrünes Grundgewebe erkennbar. Das megaskopische Erscheinungsbild entspricht den metamorphen basischen Gängen der Hochalm-Ankogel- und Sonnblickgruppe.

Unter dem Mikroskop erweist sich die Hornblende als hellgelb bis blaugrün. Biotit (farblos bis rehbraun) bildet von der Gesteinsdurchbewegung mehr oder minder verschonte Porphyroblasten mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile, besonders mit gut entwickelten, unverlegten Einschlußzügen von Epidot. Plag I bildet xenomorphe Rundlinge mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Farbloser Epidot ist massenhaft vorhanden und bildet eine feinkörnige Diablastik. Ferner ist viel feinkörniger Titanit anwesend. Accessorien: Chlorit (sekundär nach Biotit) und Erz.

b) Ein konkordanter basischer Lagergang innerhalb des grobkörnigen massigen Albit-Epidot-Amphibolites steht in der Felswand, 10 bis 20 m südlich unter der Scharte zwischen Girlitzspitze und P. 2546 an. Der Lagergang ist bis 1.5 m mächtig, boudiniert und auf 10 m Länge aufgeschlossen. Das Gestein ist ähnlich dem vorgenannten, jedoch nahezu unverwittert erhalten. Es ist massig, klein- bis mittelkörnig. Das Grundgewebe ist wiederum gelblich graugrün (Plagioklas und Epidot). Die Hornblendepismen erreichen 5 mm Länge. Kleinere Blättchen von Biotit sind erkennbar.

Unter dem Mikroskop zeigt die Hornblende (Pleochroismus von schwach gelb bis grün) im Schnitt parallel zur Achsenebene den Auslöschungswinkel  $e/x = 14^\circ$ . Der Epidot (farblos bis schwach gelblich; abnormale Interferenzfarben) bildet teils eine feinkörnige, mit Plagioklas verwachsene Diablastik, teils größere, mit der Hornblende verwachsene Individuen. An den zuletzt genannten wurde der Achsenwinkel  $2Vx = 70^\circ$  gemessen (Pistazit mit deutlichem Pleochroismus). Der Plagioklas ist Albit. Gemessen wurde 0.5% An-Gehalt. Die Körnchen sind xenomorph, nicht verzwilligt, selten einfach verzwilligt nach Karlsbader Gesetz. Sie führen Einschlüsse der übrigen Gemengteile, besonders von Epidot. Die Kristallisation des Albits überdauerte die Durchbewegung des Gesteines. Es handelt sich gewiß um Neubildung auf Kosten eines älteren, nicht mehr vorhandenen, An-reicheren Plagioklases. Biotit (schwach gelb bis olivgrün) bildet Porphyroblasten, die das Gestein kreuz und quer durchwachsen und reich sind an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Sie sind mechanisch ungestört. Accessorien: Reichlich Titanit in kleinen Körnchen, Chlorit (sekundär nach Hornblende), Pyrit, kleine opazitische Einlagerungen in Hornblende und Biotit. Selten ist Quarz. Er ist auf hystero gene Fugen im Gestein beschränkt.

Nach den Hauptgemengteilen kann dieser metamorphe Lamprophyr als Albit-Epidot-Biotit-Hornblende-Fels (Epi-Lamprophyr) bezeichnet werden. Da das Gestein kaum Spuren von Verwitterung aufweist, wurde eine chemische Analyse angefertigt. Diese wurde durch freundliche Vermittlung von Professor J. KAMENICKÝ im chemischen Laboratorium der Universität Preßburg (Bratislava) durch Ing. POLAKOVIČOVÁ im März 1967 durchgeführt, mit folgendem Ergebnis:

Gewichtsprozent		Niggli-Werte	
SiO <sub>2</sub>	48.04	si	101.95
TiO <sub>2</sub>	0.92	al	16.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.35	fm	51.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.15	e	27.28
FeO	5.36	alk	4.75
MnO	0.19	k	0.18
MgO	10.96	mg	0.68
CaO	12.00	ti	1.46
Na <sub>2</sub> O	1.89	p	0.47
K <sub>2</sub> O	0.64		
H <sub>2</sub> O bis 110°	0.06		
H <sub>2</sub> O über 110°	1.92		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.53		
100.01			

Der mittels Integrationsokular durch Auszählung des Dünnschliffes ermittelte volumetrische Modalbestand des Gesteines lautet: Hornblende 45 Vol.-%; Epidot 28; Plagioklas 19; Biotit 5; Chlorit 1.5; Titanit 1; Erz 0.5 Vol.-%.

c) Reste metamorpher diskordanter Lamprophyrgänge finden sich in boudinierten Schollen grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolites am Girlitzspitze-SE-Grat in Seehöhe 2100 m (siehe Abb. 5). Der Lamprophyr ist hier als verschieferter und aplitisch injizierter Albit-Epidot-Chlorit-Hornblendeschiefer mit Biotitporphyroblasten und mit den Accessorien: Titanit und Erz entwickelt. Die Mineralausbildung entspricht dem vorgenannten Vorkommen.

d) Ein 3 m mächtiger Lagergang eines metamorphen Lamprophyrs im grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolit steht in einer schwach verrutschten Gesteinspartie am Reitweg vom Jagdhaus Moritzen zum Schrovinkar in Seehöhe 1725 m an (siehe Abb. 6). Das Gestein entspricht analogen Gängen des Hochalm-Ankogel-Massivs und der Sonnblickgruppe. Es zeigt ein feinkörniges gesprenkeltes Grundgewebe aus farblosen Feldspatflecken, grüner Hornblende und gelblichem Epidot, das von 5 mm großen Biotitporphyroblasten (viel Querbiotit) durchsetzt wird.

Hauptgemengteile sind: Biotit (hellgelb bis olivgrün. Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Hornblende (schwach gelb bis blaugrün), Epidot, Plagioklas (Plag III mit erhaltener Leistenform, Plag II und I. Füllung von Epidot) und Chlorit. Accessoria: Titanit und Opazit.

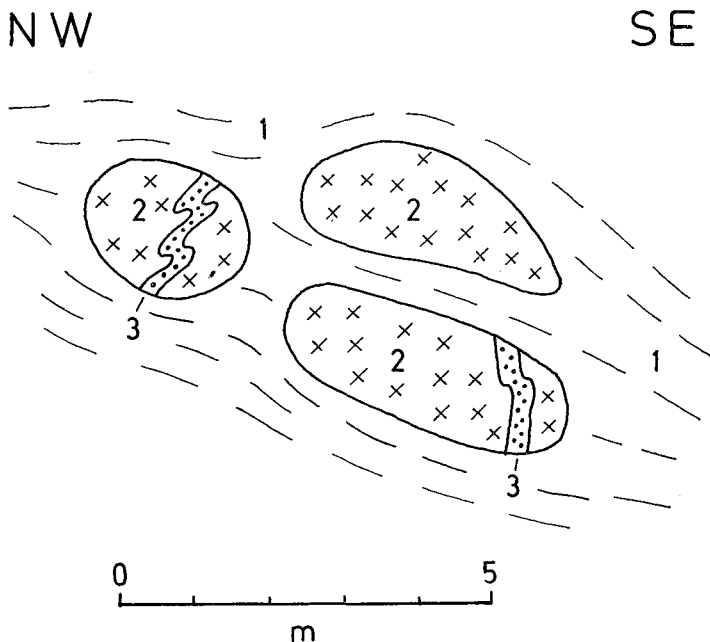


Abb. 5: Reste von Lamprophyrgängen in grobkörnigem Albit-Epidot-Amphibolit aus einer Phyllonitzone der Storzserie. Girlitzspitze-SE-Grat, Seehöhe 2100 m.

1 = Phyllonit (Muskovit-Chlorit-Fuchsit-Karbonat-Quarz-Schiefer); 2 = grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit; 3 = diskordante, nachträglich deformierte und metamorph gewordene Gänge von Lamprophyr. Die Mächtigkeit der Gänge beträgt 0.2 bis 0.3 m. Die Lamprophyre sind aplitisch injiziert.

Lesesteine eines metamorphen basischen Ganggesteines wurden außerdem an der S-Flanke des Murtales, am Wege vom Wölfbauer zur Stöckl Alm in Seehöhe 1270 m gefunden.

Der Fuß der Stubwand nordwestlich Hemerach im Murtal besteht aus Augengneis. Hier finden sich Rollstücke ultrabasischer Gesteine, deren Lokalisierung in der Steilwand nicht möglich war.



## 105. Hornblende-Magnetit-Fels

Das feinkörnige, schwere, dunkle, geschieferte, stark magnetische Gestein bildet ein 1,5 m dickes Lager im Gneis der Storzserie nahe dem Liegenden dieses Gneises. Fundort: Unteres Ende der Schlucht des Zoponitzenbaches, und zwar 6 m oberhalb der Mündung dieses Baches in die Mur. 100 m südöstlich dieser Stelle ist das Lager nochmals aufgeschlossen, und zwar halbwegs zwischen der genannten Bachmündung und Ollschützen.

Das Gestein besteht aus den Hauptgemengteilen: Hornblende und Magnetit. Die Hornblende zeigt Pleochroismus von hellgelb bis kräftig blaugrün mit recht intensiver blauer Farbtonung. Die Auslöschungsschiefe  $c/x$  in Schnitten parallel zur Achsenebene beträgt 18,5 bis 19°. Ihre Korngröße bleibt unter 1 mm. Kernteile der Hornblenden zeigen mitunter eine dichte Füllung mit opakem Staub und eventuell sehr schwache, aber nicht exakt feststellbare bräunlich-gelbliche Farbtonung. Es dürfte sich um reliktsche Partien handeln. Hauptsächlich ist die Hornblende des Gesteines aber ungefüllt und bildet ein granoblastisches Gefüge. Magnetit bildet unregelmäßig begrenzte Körner und nimmt 30 bis 35 Vol.-% des Gesteines ein. Accessoria: Pyrit, Plag I (xenomorph, nicht verzwillingt, selten einfach verzwillingt), Karbonat und Quarz.

Ob es sich um einen alpidisch metamorphen, voralpidischen Skarn handelt, oder ob wir es hier mit einer alpidischen metamorphen Differentiation nahe der Liegendengrenze der Storzserie zu tun haben, wage ich nicht zu entscheiden.

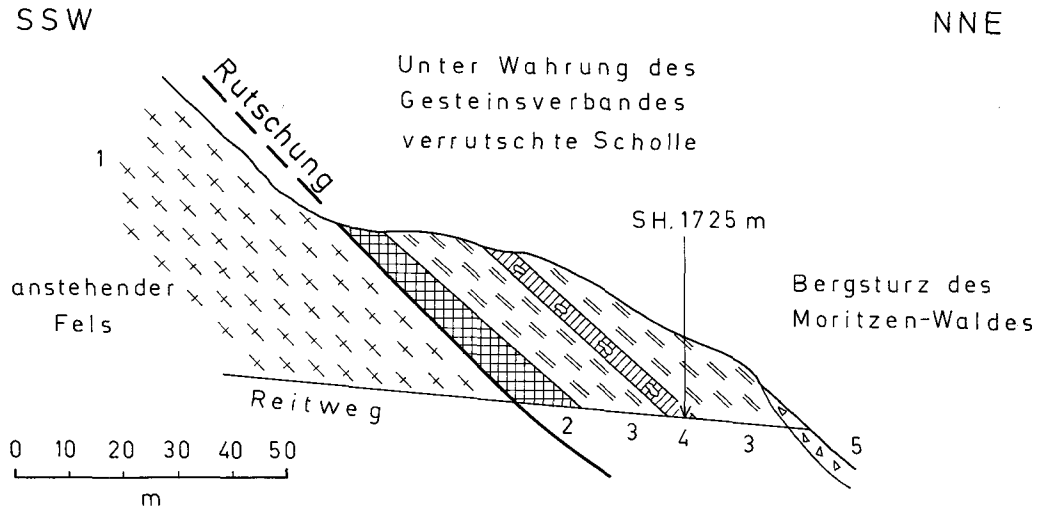


Abb. 6: Lagergang von metamorphem Lamprophyr in grobkörnigem Albit-Epidot-Amphibolit. Am S-Rande des Moritzenwald-Bergsturzes. Reitweg in Seehöhe 1725 m.

1 = Biotit-Epidot-Chlorit-Muskovit-Feldspat-Augengneis; 2 = Serpentin (5 m) mit Talk- und Ankeritschiefer, verquarzt; 3 = grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit; 4 = Lagergang von metamorphem Lamprophyr (3 m) mit unverdauten Schollen von Amphibolit; 5 = Bergsturzbauwerk.

## 106. Serpentin und Serpentinbegleitgesteine (Strahlsteinfels, Chlorit-schiefer, Talkschiefer und Ankeritschiefer)

Es handelt sich um „prätriadische“ Ultrabasite, die in der Storzserie stecken und alpidisch metamorph geworden sind. Bisher war nur die hierher gehörige Talklagerstätte Schellgaden bekannt, die sehr sorgfältig von H. MEIXNER (1938 und 1939) untersucht und beschrieben wurde. Sie befindet sich knapp östlich unseres Kartenblattes. Der Talkschiefer ist obertags 50 m lang im Verfläachen anstehend und reicht noch in unser Kartenblatt hinein (360 m südsüdöstlich Kapelle Schellgaden).

Der Talkstollen Schellgaden ist derzeit noch zugänglich (im Jahre 1966) und befindet sich außerhalb unseres Kartenblattes in Seehöhe 1130 m, 50 m westlich des Gantalbaches, nahe der turmförmigen Ruine des Goldbergbaues. Der Talkschiefer ist beim Mundloch des Stollens folgendermaßen orientiert, s: 17/35 E; Faltenachse: 93/35 E; Einige der von MEIXNER beschriebenen Gesteine sind noch auffindbar (Chlorit-Talkschiefer mit 2 cm großen, braun anwitternden Karbonatporphyroblasten, Talkschiefer, Strahlsteinfels). Nebengesteine: Aplit (MEIXNER); ferner beobachtete ich Albitit (siehe Seite 37). 80 m westlich vom Talkstollen treten Lesesteine eines dichten, epidotreichen, biotit- und magnetitführenden Albit-Epidot-Amphibolits auf. Serpentin haben weder MEIXNER noch ich bei Schellgaden gefunden. MEIXNER (1939) legte dar, daß hier wahrscheinlich einst vorhanden gewesener Serpentin in Listwänit umgewandelt wurde.

Die folgenden Vorkommen von Serpentin und Serpentinbegleitgesteinen habe ich in der Storzserie entdeckt:

Serpentinvorkommen und Serpentinbegleitgesteine stehen am Grat zwischen Mur- und Liesertal an. Knapp westlich der Murscharte (P. 2418) ist 2 m mächtiger Strahlsteinfels mit Ankerit konkordant dem Augengranitgneis eingeschaltet. Die übrigen Vorkommen befinden sich innerhalb des grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolits, und zwar in folgender Anordnung von W nach E:

Östlich der Storzspitze zieht nördlich P. 2387 ein mehrere Meter mächtiger Serpentinzug in Begleitung von Talkschiefer mit Ankeritporphyroblasten aus dem Hochkar der Mayerhofer Alm ins Stierkar. Eine kleine Linse befindet sich unmittelbar östlich von P. 2387. Strahlsteinschiefer mit Chloritschiefer ist dem fuchtschieferigen Gabbroamphibolit 420 m ost-südöstlich P. 2387 eingelagert. Eine andere Linse, die aus Strahlsteinschiefer, Ankerit- und Talkschiefer aufgebaut ist, befindet sich einige Meterzehner östlich davon.

50 m mächtiger Serpentin mit Begleitgesteinen (Strahlsteinfels, Ankerit-, Talk- und Chloritschiefer) steht in der Brandriegel-NW-Flanke, ebenfalls dem grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolit eingelagert, an. Die Grenze der beiden Gesteine zeichnet sich durch Epidotfels aus. Untersucht wurde hier biotit-, titanit- und opazitführender Strahlsteinfels in der nach N abfallenden Schlucht, 400 m nordwestlich Brandriegel.

Er zeigt 3 Hornblendegenerationen. Die älteste (Hornblende I) hat braune Farbtöne und ist mit opazitischem Staub erfüllt. Sie wird von ungefüllter blaugrüner Hornblende II umwachsen (Pleochroismus: hellgelb bis blaugrün. Parallel zur Achsenebene:  $c/x = 18^\circ$ ). Diese wird wiederum deutlich zonal umwachsen von ungefülltem farblosem Strahlstein (Hornblende III) mit eindeutig geringerem Auslöschungswinkel:  $c/x$  parallel zur Achsenebene beträgt 13 bis  $15^\circ$ . Vielfach tritt mikroskopisch farbloser Strahlstein auch in eigenen Individuen ohne Kerne der älteren Hornblendegeneration als selbständiger Hauptgemengteil des Gesteines auf und verleiht megaskopisch dem Gestein eine auffallend hellgrüne Farbe („Smaragdīt“).

Der Serpentin ist Antigorit. Mikroskopisch wurde magnetitführender Antigorit-Talk-Schiefer mit Accessorien von Pyrit und Karbonat beobachtet (Brandriegel-NW-Flanke, Seehöhe 2260 m).

Serpentin befindet sich massenhaft auf der Halde des um das Jahr 1940 vorgetriebenen Autobahntunnels bei Oberdorf. Es dürfte sich um eine analoge Serpentinlage in Fortsetzung des Schellgadener Talkvorkommens handeln. Auf der Halde dieses unvollendeten Autobahntunnels, 400 m südöstlich Abwerzg bei Oberdorf sind auch die zugehörigen Serpentinbegleitgesteine: Talkschiefer mit Magnetitoktaedern, Strahlsteinfels, Chloritschiefer mit Magnetitoktaedern, massiger Chloritfels mit Biotit, Epidotfels und Albit-Epidot-Amphibolit deponiert.

Zwischen Lieser- und Maltatal wurden folgende Vorkommen von Serpentin und Serpentinbegleitgesteinen in der Storzserie gefunden:

An der Girlitzspitze-E-Flanke steht in 2360 m Seehöhe 1-5 m mächtiger Talkschiefer mit Strahlsteinfels, Chloritschiefer sowie Talkschiefer mit Ankeritporphyroblasten

innerhalb der Bändergneise und Amphibolite an. Die Scharte zwischen Semannwand und Ebeneck zeigt Strahlsteinfels, der von aplitisch injiziertem Amphibolit überlagert wird.

Ein saigerer, 3-5 m mächtiger Hornblendefels-Gang (Strahlsteinfels) durchzieht diskordant den Amphibolit der Semannwand. Der Gang quert den Grat in der Scharte Seehöhe 2795 m, 200 m südöstlich Semannwand (P. 2814). Das beinahe monomikte Gestein besteht aus granoblastischen, bis 1 cm großen Hornblendeindividuen.

Im Dünnschliff zeigt die Hornblende einen Pleochroismus von hellgelb bis blaßgrün. Parallel zur Achsenebene beträgt der Auslöschungswinkel  $c/x = 15.5^\circ$ , sodaß man die Hornblende als Strahlstein (Aktinolith) bezeichnen kann. Accessorien sind Titanit und Opazit. Daneben beteiligen sich am Aufbau des Ganges auch Chlorit, Ankerit, Quarz und Pyrit.

Am Winkelwand-SW-Grat ist in Seehöhe 2450 m Strahlsteinfels (2 m mächtig) dem feinkörnigen, aplitisch gebänderten Amphibolit eingelagert. Seine Fortsetzung zieht durch die unzugängliche Loibspitze-SW-Wand und liefert Blöcke von Strahlsteinfels und Talkschiefer mit prächtigen Strahlsteingarben.

### 107. Klein- bis mittelkörniger Albit-Epidot-Biotit-Amphibolit

Sieht man von den oben genannten grobkörnigen Albit-Epidot-Amphiboliten ab, so hat man es bei der großen Masse der Amphibolite der Storzserie mit klein- bis mittelkörnigen Albit-Epidot-Biotit-Amphiboliten zu tun. Biotit ist in den untersuchten Proben stets als Hauptgemengteil zusammen mit Hornblende, Epidot und Albit (bis Oligoalbit) vorhanden. Im einzelnen kann man nach den Hauptgemengteilen gliedern in:

**Biotit-Epidot-Albitamphibolit.** Kleinkörniges und sehr hartes Gestein von der Elendspitze (am Steig durch die Scharte im Südgrat anstehend). Die reichlich vorhandene Hornblende zeigt Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün. Biotit (hellgelb bis olivgrün) und Epidot. Der Albit bis Oligoalbit ist als Plag I (nicht oder einfach verzwillingt, xenomorph, gefüllt mit Klinozoisit) entwickelt. Deutlicher inverser Zonenbau ist vorhanden. Die An-armen Kerne lagern sich gerne an die Gefügegenossen Hornblende und rhomboedrisches Karbonat an. Accessorien: Titanit, Karbonat, Quarz, Pyrit und Apatit.

Sehr häufig tritt Chlorit als Hauptgemengteil zum vorgenannten Typus hinzu. Auch kann besonders in den feinkörnigen Typen Magnetit als Hauptgemengteil entwickelt sein. Beispiele hierfür: Klein-körniger Biotit-Chlorit-Magnetit-Epidot-Albit-Amphibolit (anstehend 450 m ostnordöstlich P. 1458 Zaneischg, Seehöhe 1510 m, beim Fahrweg). Ein entsprechendes Gestein findet sich mit aplitischen Injektionslagen auch im felsigen Bachbett des Watscher Grabens, südöstlich Muhr, anstehend.

**Mittelkörniger Biotit-Chlorit-Epidot-Albit-Amphibolit** (Fundorte: Zepper Graben in Seehöhe 1500 m beim Einstieg des Pfades in die Wand und nördlicher Hangfuß im Pöllatal, östlich vom Bach gegenüber Pfarr Alm) zeigt megaskopisch ein grün-weiß gesprenkeltes Gefüge (Hornblende und Albit) mit gut erkennbarem Biotit und Epidot. Der Albit ist als Plag I mit Klinozoisitfülle und inversem Zonenbau entwickelt. Der An-ärmere Kern zeigt an einigen Körnern einfache Zwillinge nach Albitgesetz, während die etwas An-reichere Hülle nicht verzwillingt ist. Als Accessorien treten Titanit, Rutil, Magnetit, Pyrit, Karbonat und Quarz auf.

### 108. Prasinit

Zunahme des volumetrischen Anteiles von Albit und Epidot bei Zurücktreten von Hornblende und Biotit ergibt aus den vorgenannten Typen hellere Gesteine mit runden Albiten. Sie sind als Prasinite zu bezeichnen, welche — wie kontinuierliche Umwandlungsreihen zeigen — aus Amphiboliten des vorgenannten Typus durch regressive Epimetamorphose bei der alpidischen Gebirgsbildung hervorgegangen sind.

Der Hornblende-Biotit-Chlorit-Prasinit vom Girlitzspitze-SE-Kamm in 2245 m Seehöhe besitzt noch 10 Vol.-% Hornblende und zeichnet sich durch Porphyroblasten von Biotit und Chlorit aus. Der Albit bildet Rundlinge von Plag I mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Accessorien: Pyrit, Magnetit und Karbonat. Es fehlt Quarz. Albit und Epidot sind die vorherrschenden Gemengteile.

Hornblende kann fehlen und es entwickelt sich bei sonst dem vorhergehenden analogen Mineralbestand und Gefüge Biotit-Chlorit-Prasinit. In einem solchen von der Murtalstufe Jedl beim Berghof bildet Chlorit 2 mm große Porphyroblasten. Der Chlorit ist in diesem Gestein teilweise sekundär nach Biotit gebildet, teilweise als Porphyroblast frisch gewachsen. Der als Rundling ausgebildete Albit (Plag I mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile) entwickelt seine eigene Kristallgestalt dort, wo er

an den frisch gewachsenen Chlorit angrenzt. Offenbar ist dieser annähernd gleichzeitig mit Albit kristallisiert, wobei die Formenergie des Albites stärker war als die des Chlorits. Quarz fehlt. Magnetit tritt als Accessorium auf.

### 109. Epidotreicher Albitgneis

Tritt zu dem vorgenannten Mineralbestand des Biotit-Chlorit-Prasinites als weiterer Hauptgemengteil Quarz hinzu, so hat man es mit den in der Storzserie sehr verbreiteten epidotreichen Albitgneisen zu tun. Sie sind megaskopisch reicher an farblosen Gemengteilen als die Prasinite, haben gneisiges Aussehen, reichlich giftiggelbe Färbung (Epidot) und viel Biotit bzw. Chlorit. Epidot bildet stets einen Hauptgemengteil des Gesteines und ist auch nicht selten zu mehrere Millimeter bis einige Zentimeter dicken Epidositlagen und zu boudinierten, 2-5 cm dicken Epidosit-Linsen angereichert. Die Gesteine dürften aus prätriadischen Tuffiten und Mischgesteinen hervorgegangen sein.

Kommen Biotit und Chlorit zusammen unter den Hauptgemengteilen vor, so hat man es mit Biotit-Chlorit-Epidot-Quarz-Albit-Gneis zu tun. Ein solches mittelkörniges feinschiefriges Gestein wird derzeit im Murwinkel im Steinbruch 600 m westnordwestlich Mayerhof abgebaut. Albit ist als Plag III, II und I entwickelt und mit Klinozoisit und Hellglimmer gefüllt. Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis grünbraun. Accessoria: Titanit, Hellglimmer, Karbonat und Opazit. Ist der Biotit zur Gänze durch Chlorit ersetzt, so handelt es sich um Chlorit-Epidot-Quarz-Albit-Gneis, z. B. anstehend in der Galerie des Bergbaues Zaneischg, Seehöhe 1785 m.

Wenn dann auch noch Muskovit als Hauptgemengteil zu Biotit bzw. Chlorit hinzukommt, nimmt das Gestein einen noch ausgeprägteren Habitus eines schon zu den leukokraten Gneisen tendierenden Gesteinstypus an. Beispiele: Mittelkörniger Biotit-Muskovit-Epidot-Quarz-Albit-Gneis vom nördlichen Hangfuß des Pöllatales, gegenüber Pfarr Alm. Der Albit hat 0% An-Gehalt, ist linsenförmig in s gelängt, als Plag III, II und I entwickelt (Verwilligung nach dem Albitgesetz) und gefüllt nach Typus B. Accessoria: Chlorit, Titanit, Opazit und Apatit. Werden die Albitkristalle noch größer, so hat man es mit Albit-Augengneisen zu tun: z. B. Biotit-Muskovit-Chlorit-Epidot-Quarz-Albit-Augen-Gneis mit 5 mm großen Albitaugen vom schon oben genannten Steinbruch im Murwinkel, 600 m westnordwestlich Mayerhof. Accessoria: Titanit, Opazit und Karbonat.

### 110. Albit-Aplitgneis

Einen in der Storzserie ebenfalls stark verbreiteten Gesteinstypus bilden Albit-Aplitgneise, deren Mineralbestand sich sehr ähnlich dem vorgenannten erweist mit dem Unterschiede, daß die nun weitaus überwiegenden Gemengteile Albit und Quarz sind. In dem vorwiegend farblosen Gestein findet man Biotit als Porphyroblasten.

Albit-Aplitgneis (kleinkörniger leukokrater Biotit-Muskovit-Epidot-Quarz-Albit-Gneis mit 2 mm großen Biotitporphyroblasten). Fundort: Wasserfall des Melcher-Eissig-Baches in Seehöhe 1500 m. Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis olivgrün. Albit (Plag III, II und I) ist xenomorph, gelängt in s und zeigt den Füllungstypus B. Seine Zwillinglamellen sind mitunter gequält. Accessoria: Chlorit, Karbonat, Titanit, Opazit und Zirkon (oder Monazit).

Feinschiefriger phyllonitischer Albit-Aplitgneis (Biotit-Muskovit-Epidot-Quarz-Albit-Gneis mit 3 mm großen Biotitporphyroblasten). Fundort: Pöllatal, Pinge 980 m ostnordöstlich Jagdhaus Pölla. Gequälter Querbiotit und Kornzerfall des Albites erweisen bezüglich Biotit und Albit postkristalline Gesteinsdeformation. Accessoria: Orthit (ebenfalls im Stadium des Kornzerfalles; Orthitkern mit granuliertem Epidotsaum), Opazit, Karbonat und Apatit.

Schließlich tritt Biotit zurück. Der betreffende Albit-Aplitgneis zeigt dann Epidot und Hellglimmer als Hauptgemengteile: z. B. kleinkörniger leukokrater Muskovit-Epidot-Quarz-Albitgneis vom Schlungkopf-SE-Grat, Seehöhe 2340 m. Nebengemengteil: Fuchsit. Accessoria: Chlorit und Karbonat.

### III. Albitit

Lokal kommt es in der Storzserie zu grobkörnigen Albitanreicherungen mit Beimengungen von Hellglimmer und Chlorit. Im wesentlichen handelt es sich um ein monomineralisches Gestein aus Albit, das man somit als Albitit bezeichnen kann. Es bildet Lagergänge und hat pegmatoiden Charakter, doch kann Quarz gänzlich fehlen.

Dies ist der Fall bei dem Albitit, der beim Stollenmundloch des Talkbergbaues Schellgaden, Lokalität knapp östlich außerhalb von Blatt Muhr, Sechöhe 1130 m, 50 m westlich des Gantal-Baches, ansteht. In diesem Vorkommen sind die Albitkristalle 2-5 cm groß. Die Großkristalle (Plag III) sind polysynthetisch nach Albitgesetz verzwillingt, zeigen Füllungstypus A und weisen postkristalline Deformation auf, indem die polysynthetischen Lamellen teilweise verbogen sind und die Albitkörner stellenweise durch Kornertrümmerung zu einem Granulationspflaster zerfallen. Diese Granulate sind als Plag I entwickelt. Der Helliglimmer ist megaskopisch grünlich und besonders an Scherflächen im Gestein angereichert. Nebengemengteile sind Chlorit und Karbonat.

### 112. Biotit- und epidotreicher Plagioklas-Augengneis

Dieses Gestein ist in der Storzserie recht verbreitet und zeigt Ähnlichkeit zu altkristallinen Biotit-Plagioklas-Gneisen im Oberostalpin (Nockgebiet, Kreuzeck- und Schoberggruppe). Der herrschende Feldspat ist Plagioklas. Epidot ist meist reichlich vorhanden.

So zeigt der Augengranitgneis des oberen Teiles des Lassörnkares 1 cm große Kristallaugen von Plagioklas (Plag III, Füllungstypus C, füllungsfreier Randsaum). In diesem Augengranitgneis fehlt Kalinatronfeldspat. Das Gestein ist als Biotit-Muskovit-Epidot-Quarz-Plagioklas-Augengneis zu bezeichnen. Accessoria sind: Titanit, Orthit mit Epidotsaum, Chlorit (sekundär nach Biotit), Pyrit und Apatit. Der Gneis ist stellenweise stark verschiefert und chloritreich. Phyllonitonen in ihm bestehen aus Chlorit-Serizit-Schiefer und werden von Gangquarz mit Turmalin begleitet. Der Gneis zieht vom Ebeneck bis ins Kar nordwestlich vom Jagdhaus Lassörn. Die weniger verschieferten Partien zeigen 2 m hohe Bankung, also bemerkenswert massive Gesteinsabsonderung.

Das Augengranitgneis-Band nördlich unter der Elendspitze ist analog entwickelt. Bloß tritt hier neben dem vorherrschenden Plagioklas auch untergeordnet Knaf (flauer Mikroklin-Aderperthit mit Einschlüssen von gefülltem Plagioklas) auf. Es handelt sich also um Biotit-Muskovit-Epidot-Quarz-Knaf-Plag-Augengneis.

### 113. Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis

Als Neosom in Bändermigmatiten der Storzserie treten einige Zentimeter bis Dezimeter dicke Phengitgneislagen auf, die frei sind von Kalinatronfeldspat.

Feingeschieferter Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis. Fundort: Murtalstufe Jedl, Aufschluß an der Straße bei Kapelle Jedl. Der Plagioklas ist als Plag III, II und I entwickelt. Er ist teils nach Typus B gefüllt, teils ungefüllt. Accessoria sind: Epidot, Opazit und Karbonat. Die Kristallisation von Phengit und Plag I überdauernde die Gesteinsdurchbewegung.

### 114. Kalinatronfeldspat-Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis

Petrographisch entspricht dieses Gestein dem Mureckgneis (siehe Seite 16 bis 24). Es kommt mitunter auch in der Storzserie vor und dürfte innerhalb dieser Serie aus kleinen Granitgneiskörpern durch Epimetamorphose und Verschieferung hervorgegangen sein.

Nördlicher Hangfuß des Pöllatales, gegenüber der Veit Hütte. Es handelt sich um Biotit und verhältnismäßig viel Epidot führenden Knaf-Plag-Quarz-Phengit-Gneis mit 1-5 cm großen Kristallaugen von Knaf (flaue Mirkoklingitterung, Aderperthit, Einschlüsse von Plag III und II). Accessoria: Titanit, Orthit mit Klinozoisitsaum, Karbonat, Chlorit und Apatit.

### 115. Melanokrate Phyllonite mit Biotit- und Kalifeldspat-Porphyroblasten

So wie im Mureckgneis (siehe Seite 19 bis 21) finden sich auch im Kalifeldspat-Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis der Storzserie Phyllonite, die aus ehemaligen basischen Fischen im Granitgneis hervorgegangen sind. So wie dort zeichnen sie sich durch intensive Verschieferung und Rekristallisation aus, wobei die großen Biotitporphyroblasten und die Kalifeldspatblasten mit helizitischen Einschlußzügen wiederum so wie dort auftreten.

Das entsprechende Vorkommen in der Storzserie kann in einem kleinen Steinbruch in der Ortschaft Muhr studiert werden. Die Lokalität befindet sich 550 m nordwestlich der Kirche Muhr, und zwar am nördlichen Murufer gegenüber dem Sägewerk. Es handelt sich um eine verrutschte Gesteinspartie der Storzserie. Der Steinbruch diente im Jahre 1961 zur Schottergewinnung. Als Neosom in stark durchbewegten Migmatiten tritt hier

Kalifeldspat-Plagioklas-Quarz-Phengit-Gneis auf, der als Paläosomreste die interessanten melanokraten Phyllonite enthält.

Der Gneis ist feinschiefrig und teilweise kleingefältelt. Er führt Epidot und geringe Mengen von Biotit und Chlorit. Kalifeldspat ist perthitfrei, xenomorph und zeigt flauwe Mikroklingitterung. Der Plagioklas ist als Plag III, II und I entwickelt, zeigt den Füllungstypus B und füllungsfreien Randsaum. Der Phengit tritt auch als Querphengit auf.

Zwei Typen der melanokraten Phyllonite treten im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich innerhalb dieses Gneises auf:

Der eine Typ ist ein feinblättriger Biotit-Phengit-Quarz-Karbonat-Schiefer mit Knaf-Porphyroblasten. Die Hauptgemengteile sind: Biotit (hellgelb bis olivgrün), Phengit (farblos bis hellgrün), Quarz, Karbonat (mit Drucklamellen) und Kalinatronfeldspat. Dieser ist xenomorph, zeigt Mikroklingitterung und besitzt weder Zwillinge noch Perthit. Er zeigt eiförmige oder schmale langgestreckte Gestalt und wird bis 2.7 mm lang. Die in ihm eingeschlossenen helizitischen Züge bestehen aus Hellglimmer, Biotit und Quarz. Die Accessoria sind: Epidot (mit Zwillingen), Zirkon oder Monazit (Einschlüsse in Biotit mit radioaktiven Höfen) und Apatit. Die Kristallisation der Hauptgemengteile und des Epidots überdauerte die Durchbewegung des Gesteines.

Der andere Typ ist ein Serizit-Epidot-Quarz-Schiefer mit 1.5 cm großen Biotitporphyroblasten und mit 3 mm großen Porphyroblasten von Kalifeldspat. Hauptgemengteile sind: Biotit (hellgelb bis olivgrün; Querbiotite vorhanden), Serizit, Quarz, Epidot (idiomorph) und Kalifeldspat. Dieser ist xenomorph und zeigt Mikroklingitterung. Er besitzt keine Zwillinge und keinen Perthit. Er hat eine unregelmäßige, öfleckartige Begrenzung und wird — wie schon erwähnt — 3 mm lang. Er führt unverlegte helizitische Einschlußzüge von Hellglimmer, Biotit und Quarz. Zu nennen sind ferner in diesem Gestein sonderbare schmale leistenförmige Aggregate bis 10 mm Länge. Sie bestehen aus zahlreichen kleinen Individuen von blaugrüner Hornblende, Biotit, Quarz und Titanit. Es handelt sich offensichtlich um Pseudomorphosen, vermutlich nach einer titanreicheren Hornblende. Die Accessoria sind: blaugrüne Hornblende, Titanit, Zirkon (oder ? Monazit), Apatit und Karbonat. Die Kristallisation der Hauptgemengteile überdauerte die Durchbewegung des Gesteines.

## 116. Gangquarz und Kluftmylonit

Gangquarz mit unverletzten, 6 cm langen Turmalinkristallen findet sich als Leseesteine bei der Mayerhofer Alm. Ihr Anstehendes konnte noch nicht aufgefunden werden.

An jungen Störungen in der Storzserie treten Kluftmylonite auf. In ihnen findet man Quarz- und Karbonatanreicherungen und Rotfärbungen durch eisenhaltige Lösungsumsätze (z. B. Rotlahnscharte im Lassörn, 600 m westlich Wandspitze).

## 117. Einige Regelmäßigkeiten des metamorphen Lösungsumsatzes in den Gesteinen der Storzserie

Zusammenfassend sei das Vorwiegen von Albit, das Vorkommen von Schachbrettalbit (MEIXNER 1938) und das Fehlen von Myrmekit betont. Inverszonarer Plagioklas kommt vor. Braune, staubförmig gefüllte Hornblende bildet reliktsche Kerne in neugewachsener blaugrüner ungefüllter Hornblende.

## 2. Tektonik

Die Storzserie bildet eine etwa 1100 m mächtige recht flache, mitunter schwebende Gesteinslage, deren s-Flächen im Norden (Mur- und Liesertal) nach N, NE, E und SE, im Süden (Lieser- und Maltatal) nach E und SE einfallen. Die Fallwinkel der s-Flächen betragen in der Regel zwischen 15 und 35°. Nur am Nordrande der Storzserie sind sie in der Stirnregion im Murwinkel steiler (bis 50°). Der hangende Teil (unter Murtörl- und Kareckserie) beschreibt einen regelmäßigen Bogen der s-Flächen mit N-Fallen im Murtal oberhalb Muhr zum NE-Fallen im Murtal unterhalb Muhr und zum SE-Fallen parallel der Katschbergzone bis ins Maltatal und weiterhin bis zur SE-Ecke der Hohen Tauern bei Spittal an der Drau. Die Haupt- und Nebentäler und Kare des Mur-, Lieser- und Maltabereiches unterschneiden die Gesteinsbänke der Storzserie und schaffen äußerst detaillierte, langhinstreichende Riesenlagen-Aufschlüsse.

Im S hängt die Storzserie über das verhältnismäßig schmale Stück bei Malta (siehe Tafel 1) mit den Amphiboliten usw. am Rande der Reifbeckgruppe (Bartelmann, Gmeineck, Hohegg: Siehe EXNER 1954) und weiterhin im W mit den Amphiboliten der Maresenspitze und des Ankogels (siehe ANGEL und STABER 1952) zusammen.

Im N keilt die Storzserie mit stirnförmigen Digitationen in den Schiefen der Murförlserie aus, die dort mächtig tektonisch angeschoppt sind, da sie die nach W auskeilenden Finger der Storzserie umhüllen (Tafel 1). Ein dünnes, vom Hauptkörper der Storzserie abgerissenes Band kann im Hangenden des Mureckgneises von der Gabreing Alm zum Jagdhaus Moritzen verfolgt werden. Letzte Reste stark phyllonitischen Bändermigmatits finden sich südlich Frischinghöhe (Tafel 6: Profil 1).

Wie eingangs erwähnt, beträgt die Mächtigkeit der Storzserie in der Hafnergruppe etwa 1100 m. Dieser Wert wurde durch die Abschätzung in den drei folgenden Profilen ermittelt:

Profil längs des S-Randes von Blatt Muhr: Von Zirbenhof Alm bis Faschaunereck 900 m; von Faschaunereck bis Basis Kareckserie am Feistritzbach 150 m. Summe der Mächtigkeit der Storzserie = 1050 m.

Profil längs des Kammes zwischen Lieser- und Maltatal: Von der Scharte 430 m nordnordöstlich Schober-Eissig bis Semannwand 550 m; von Semannwand bis Oberkante des Ebeneck-Granitgneises 150 m; von der Oberkante dieses Granitgneises am N-Ausgang der Rotlahnrinne im Lassörn bis zur Basis der Kareckserie am Wandspitze-W-Grat 400 m. Summe der Mächtigkeit der Storzserie = 1100 m.

Profil längs des Kammes zwischen Mur- und Liesertal: Von östlich Jagdhaus Pölla bis Schlungkopf 950 m; von Schlungkopf bis Basis der Kareckserie am Kareck 150 m. Summe der Mächtigkeit der Storzserie = 1100 m.

Wie schon in der geologischen Übersicht der Hafnergruppe mitgeteilt (Seite 8), folgen die Faltenachsen und Lineationen längs der parallel zur Katschbergzone verlaufenden E-Flanke der Storzserie der generellen alpinen Streichrichtung, also ESE, SE und SSE.

Jedoch herrschen im Gebiete um Muhr Querfalten, und zwar mit Faltenachsen und Lineationen, die NE und N—S streichen. Sie bilden nach E konvexe Faltungsbögen, welche ich als Muhrbögen bezeichne und die mit der Silbereck-Querstruktur in Zusammenhang stehen (Tafel 3). Die Querstruktur der Muhrbögen wurde in Teilbereichen schon von F. BECKE (1908, p. 389) beobachtet. Im Gebiete der Storzserie der Oblitzen (südwestlich Muhr) ist die Querfaltung der Muhrbögen jünger als die generelle alpine SE-Achse. Eindeutige Überprägungen lassen dies erkennen. Glimmerelongation und Quarzfeldspatzeilen folgen der SE-Richtung. Die junge Knitterung um N—S und NE-Achse ist quer aufgeprägt. Allerdings nimmt die Intensität der Querfaltung im Murtal rings um Muhr derart zu, daß sie hier Mineralelongation und Stofftektonik in der Storzserie vollständig beherrscht. Prächtige Falten- und Walzenbildungen um die N—S-Achse sind bei Muhr aufgeschlossen.

Auf Querfalten um N—S- und NE-Achse in der Katschbergzone hat bereits O. THIELE (1960) aufmerksam gemacht und diese als jüngere Stauch- und Knickfalten im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich, welche den generellen alpinen ESE- und SE-Achsen aufgeprägt sind, erkannt. In wenigen Ausläufern reichen die Katschberg-Querfalten auch bis zu den Hangendlagen der Storzserie. Ausnahmsweise stellen sich Umkehrungen der Altersregel ein, z. B. am Kareck (Tafel 3).

### 3. Migmatite

Charakteristisch für die Storzserie ist es, daß sehr reichlich Migmatite vorhanden sind, die aber in der Mehrzahl der Fälle nachträgliche Verschieferung, Epimetamorphose und Phyllonitisation erlitten. Man kann an zahlreichen Stellen erkennen, daß ursprünglich Schollen-, Ader-, Bänder- und Nebelmigmatite vorgelegen haben, wie man sie in den inneren Migmatitzonen des Hochalm-Ankogel-Gneissmassivs heute noch beobachten kann. In der Storzserie aber sind die ursprünglichen Migmatitstrukturen meist durch

epimetamorphe Umkristallisation, Verschieferung und Stoffumsatz unansehnlich geworden und könnten mancherorts von einem ungeübten Beobachter übersehen werden. Hat man sich allerdings in das Erscheinungsbild der Übergänge klarer Migmatitstrukturen zu den verschwommenen, geschieferten und umkristallisierten Migmatiten eingeschaut, so wird einem klar, daß in der Storzserie einst eine ungeweine Mannigfaltigkeit von Migmatiten vorlag und daß die Storzserie den im Inneren des Hochalm-Ankogel-Gneissmassivs erhaltenen Migmatitzonen analog gebaut war, und nur sekundär durch alpine Verschleifung, Umkristallisation und Stoffumsatz in der stark differentiell durchbewegten peripheren Zone des Tauernfensters den heute pathologischen Epi-Charakter aufgeprägt erhielt.

Einige charakteristische Aufschlußbeobachtungen an den Migmatiten der Storzserie werden im folgenden mitgeteilt.

### 31. Murtal

Bändermigmatit, sekundär gefaltet um NNE-Achse (Muhr-Querstruktur). Der Aufschluß befindet sich an der Hauptstraße beim E-Eingang in die Ortschaft Muhr. Nördliches Murer. Felswand hinter dem Haus, 130 m östlich der Kapelle „Untere Auen“. Falten im 10 m-Bereich. Faltenachse: 25/20 N. Das Paläosom des Bändermigmatits besteht aus Biotitamphibolit und Biotitschiefer; das Neosom aus Aplitgneis.

Ader-, Schollen- und Nebelmigmatit, tektonisch geschützt durch eine kompetente, mehrere Meterzehner dicke Amphibolitlage. Es handelt sich um die senkrechte Abrißelswand des kleinen Bergsturzes nördlich Mayerhof, westlich des Kluftgrabens. Seehöhe 1825 m. Horizontalabstand 950 m nördlich Kreuz Mayerhof. Zu diesem besterhaltenen Migmatitaufschluß der Murwinkel-Sonnseite gelangt man längs des verfallenen Steiges, der von P. 1442 zunächst nach E und dann längs der Bergkante westlich des Kluftgrabens nach N führt (vorbei an einem eisernen Kreuz in Seehöhe 1745 m und dann den Bergwiesen über der Baumgrenze zustrebend). Ader-, Schollen- und Nebelmigmatit im 10 m-Bereich. Paläosom: Kleinkörniger Amphibolit. Neosom: Aplit. Über dem Amphibolit noch in tektonisch geschützter Lage Schollenmigmatit. Paläosom: Epidot-Chlorit-Albit-Gneis. Neosom: Aplitgneis.

Einstige Ader- und Bändermigmatite, die sekundär umkristallisiert, verschiefert und um die Muhr-Querachse (NE- und NNE-Achse) gefaltet sind. Frische Aufschlüsse an den Straßenkehren der Hauptstraße des Murtales bei der Talstufe des Murfalles am östlichen Murer zwischen „Unterm Fall“ und „Jedl“. Beim Berghof (untere Kehre) stehen alte Migmatite in jetzt prasinitischer Fazies an. Paläosom: Biotit-Epidot-Albit-Gneis, chloritreicher Gneis und Biotit-Chlorit-Schiefer. Neosom: Muskovit-Aplitgneis. An der oberen Straßenkehre (unterhalb der Kapelle Jedl) sieht man die tektonische Einschichtung dieser Migmatite. Im Zentimeter-Bereich sind Paläosom- und Neosomlagen der Bändermigmatite gleichermaßen um NE-Achse gefaltet. Das Neosom ist lokal zu Weißschiefer (Quarz-Muskovit-Schiefer) mit bis 2 m mächtigen Quarzitlagen phyllonitisiert. Die Phyllonite des Paläosoms zielen zu chloritreichen Schiefen.

Falten im Amphibolit, die älter sind als die aplitische Durchhäderung, zeigen die Felswand beim Murfall und die Aufschlüsse am neuen Güterweg von „Unterm Fall“ nach Reit, besonders 20 m nördlich des Ruppbauern. Vor- und nachaplitische Deformationen lassen sich strukturell erkennen.

Bändermigmatite, die sekundär spitzwinkelig zerschert sind. Nahe der Hauptstraße im Murtal, am Weg östlich Brücke 1084, und zwar am N-Ufer der Mur westnordwestlich Schellgaden.

Gute zusammenhängende Aufschlüsse im 100 m-Bereich der Migmatite liefern besonders die Wand in der E-Flanke des Watschergrabens, das Gratprofil von der Mur-



scharte zur Storzspitze und in beschränkterem Maße die Fußsteige im Zepper- und Traweninggraben.

### 32. Liesertal

Metamorphe Umkristallisation des Migmatitgefüges ohne merkliche Verschieferung. Kompetenter Aplit enthält eckige Schollen von Grobkornamphibolit, den er diskordant durchbricht. Die Migmatitstrukturen sind frisch, doch das Gesteinsmaterial ist epimetamorph. Der Aplit ist jetzt Albit-Aplitgneis, der grobkörnige Amphibolit ist grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit. Schlungkopf-SE-Grat: Gratzacken in Seehöhe 2340 *m*.

Morphologische Ausbildung der (ac)-Klüfte. In der steilen N-Flanke des Liesertales sind zwischen Tendl Alm und Jagdhaus Pölla die (ac)-Klüfte senkrecht zu den ESE geneigten Faltenachsen prächtig entwickelt. Längs des Fußes der Steilwand kontinuierliche Migmatitaufschlüsse. Ebenso an der S-Flanke des Liesertales längs des verfallenen Jagdsteiges vom Jagdhaus Lassörn zur Gosnitz.

Amphibolit in verschiedenen Stadien der aplitischen Durchdringung zeigt der Girlitzspitze-SE-Grat. Umwandlung des Amphibolits durch aplitische Injektionen zu Ader- und Bändermigmatit (Seehöhe 2130 bis 2320 *m*). Darüber feinelageriger Bändergneis. Die mittlere Dicke der dunklen und hellen Lagen beträgt 2 *cm*. Am Gipfel Adermigmatit.

Kräftige nachträgliche Biotitblastese in den Migmatiten der Schlucht des Melcher-Eissig-Baches, südsüdwestlich Jagdhaus Pölla. Beim Wasserfall in Seehöhe 1500 *m* und darunter anstehend. Die Bänder-, Schollen- und homogenisierten dioritischen Migmatite weisen massenhaft, mehrere Millimeter große Biotitporphyroblasten auf. Nicht nur das Paläosom, sondern auch das Neosom (Albit-Aplitgneis) wurde von dieser nachträglichen alpidischen Biotitblastese ergriffen.

Einen anhangsweise erwähnenswerten, weil vergänglichem Einblick in den Gesteinsbestand der Storzserie im Inneren des Berges unter der Kareck-SE-Flanke bietet die Zusammensetzung der Halde des ehemaligen und nicht vollendeten Reichsautobahntunnels bei Abwerzg im Liesertal. W-Ausgang der Ortschaft Oberdorf an der Liesertal-Hauptstraße, 170 *m* nordöstlich P. 1233. Die Halde ist bereits teilweise von Vegetation bewachsen und wird derzeit zur Schottergewinnung abgetragen. Neben den bereits genannten Serpentin- und Serpentinbegleitgesteinen (siehe Seite 34) enthält sie aplitisch injizierten Amphibolit, Epidot-Albit-Gneis, biotitführenden Gneis mit Feldspatäugen, Chlorit-Serizit-Schiefer, Aplitgneis, Epidotfels, Quarz-Karbonat-Eisenglanz-Knauern und pyritführenden Gangquarz. Die entsprechende Halde bei Schellgaden ist abgemauert, von Vegetation verhüllt und derzeit zum Auffahren von Gesteinsproben wenig geeignet.

## II. Kareck-Serie (Altkristallin und Altpaläozoikum)

Einige Meterzehner bis über 100 *m* mächtig, besteht diese Gesteinsgesellschaft hauptsächlich aus stark phyllonitisierten Paragneisen, Amphiboliten und Migmatiten, wie sie in der Storzserie bereits vorkommen. Die Kareckserie bildet die Unterlage der Murtörl-Serie. Auffallend sind die enorme Albitisation, die reiche Entwicklung von Prasiniten mit eiförmigen Albitblasten und die ziemlich horizontbeständig an die Phyllonite gebundenen goldführenden Lagerquarze vom Typus Schellgaden, was von O. M. FRIEDRICH (1935, 1939, 1968) in grundlegenden Arbeiten dargelegt wurde. Neben der äußerst sorgfältigen Beschreibung der Lagerquarze, ihrer Beziehungen zum Nebengestein (syntektonische Silikatmetasomatose) und ihrer starken tektonischen Beanspruchung und Rekristallisation hat dieser Autor auch immer wieder auf ihre verblüffend konstante geologische Lage am E-Rande des Tauernfensters, vorzüglich in den höchsten Partien der alten Paragesteine, Amphibolite und Migmatite (Hüllgesteine des Zentralgranits) hingewiesen und ihre genetische Verknüpfung mit den zeitlich anschließenden alpidischen Kluftausfüllungen und endlich ihre Deformation durch jüngste Bruch- und Flexurbildung am Rande des Tauernfensters herausgearbeitet (siehe auch F. ANGEL und H. MEIXNER).

Besonders eindrucksvolle Bilder der alpidischen Rekrystallisation, welche die differentielle Durchbewegung der Gesteine der Kareckserie zeitlich überdauerte, liefern die bekannten, mehrere Zentimeter langen, unverletzten Turmalinblasten und Turmalinsonnen von der Halde des Schulterbaues (beim verfallenen Kareckhaus) und von den Quarz-Albit-Chlorit-Knauern am Kareck-ENE-Kamm (mit Scheelit) in Seehöhe 2190 m (beschrieben von O. M. FRIEDRICH und H. MEIXNER).

Schon F. BECKE (1901, p. 1053) betont die unscharfe Grenzfläche zu den Schiefern der Murtörlserie. Sie ist feldgeologisch nur annäherungsweise innerhalb von Meterzehnern festzulegen nach dem Gesichtspunkte des Überwiegens der Schwarzschiefer, Graphitquarzite und Chlorit-Serizit-Schiefer in der zuletzt genannten, wobei aber zahlreiche Gesteine (besonders die Prasinite), die Albitblastese, die Mineralfazies und die intensive tektonische Durchbewegung beiden gemeinsam sind. „Paläozoische“ Sedimente und Vulkanite zeichnen wohl die Kareckserie und einen Teil der Murtörlserie aus. Es ist schwierig und mit einfachen feldgeologischen und mikroskopischen Methoden vorläufig vielfach unmöglich, die regressiv metamorphen, phyllonitisierten und albitisierten alten Gneise, Amphibolite und Migmatite (Hauptbestandteil der Kareckserie) von den progressiv metamorphen, „paläozoischen“ Schiefern und Diabasen der Murtörlserie in manchen Einzelfällen scharf zu trennen. Die stratigraphische Einstufung der Grenze zwischen Kareck- und Murtörlserie ist innerhalb des „Paläozoikums“ noch unsicher. Eine tektonische Deckengrenze zwischen Kareck- und Murtörlserie ist wegen der beobachtbaren Übergänge äußerst unwahrscheinlich. Die Abgrenzung der Kareckserie nach unten gegen die Storzserie ist ziemlich willkürlich und durch das Überwiegen der Schiefer (hauptsächlich Phyllonite) und Prasinite in der Kareckserie angedeutet.

Wir zählen zunächst einige mikroskopisch untersuchte Gesteine der Kareckserie auf, um die Variabilität dieser Serie zu zeigen, wobei besonders das für die Petrographie recht geeignete, frische Gesteinsmaterial des Goldquarz-Erzreviers Schellgaden im Gebiete zwischen Kareckhaus (verfallen) und Doktor Alm zahlreich vertreten ist (frische Halden vom Scheelit-Hoffnungsbau im zweiten Weltkrieg und frische Aufschlüsse an Güterwegen). Anschließend seien einige feldgeologische Detailprofile aus der Kareckserie genannt.

## 1. Zur Petrographie

In der Kareckserie treten vereinzelt Albit-Epidot-Amphibolite mit Biotitporphyroblasten auf. Sie gehen in Prasinite über.

Prasinite (kritische Mineralassoziation: Epidot und Albit ist für die Definition „Prasinit“ maßgebend) sind reichlich vertreten. Diese führen hier häufig Biotit und stellenweise auch Hornblende (hellgelb bis grünlich). Chlorit ist als Hauptgemengteil vorhanden. Quarz tritt accessorisch auf und kann auch ganz fehlen. Accessorien sind Titanit, Karbonat, Apatit und Opazit. Albit hat 3 bis 4% An-Gehalt, ist als Plag I (nicht verzwillingt oder einfach verzwillingt nach Albitgesetz) entwickelt und wird bis 3 mm groß. Er ist in Form von Rundlingen ausgebildet. Seine Kristallisation hat die Gesteinsdurchbewegung überdauert. Es handelt sich um Porphyroblasten teils mit helizitischen, teils mit poikilitischen Einschlüssen. Beispiele: biotit- und hornblendeführender Chlorit-Epidot-Albit-Prasinit (Halde des Stüblbaues im Schellgadner Erzrevier) und Biotit-Epidot-Chlorit-Albit-Prasinit (Durchstieg von Zaneischg zu Eckwiesen, Seehöhe 2040 m).

Chlorit-Prasinit zeigt analoge Ausbildung, jedoch fehlen sowohl Hornblende als auch Biotit.

Mitunter reiht sich Quarz als ein Hauptgemengteil des Gesteines mit ein: Quarz-Epidot-Chlorit-Albit-Prasinit (Zickenberg, Seehöhe 1900 m).

Durch Zurücktreten von Epidot kommt es zur Ausbildung von Karbonat-Serizit-Chlorit-Albit-Schiefer mit Accessorien: Epidot, Titanit, Opazit (Halde des Stübl-

baues im Schellgadner Erzrevier). Karbonat ist als ein syngenetischer Hauptgemengteil des Gesteines hier entwickelt. Die Ausbildung der Gesteinsgemengteile ist den oben genannten Prasiniten analog. Albit zeigt an der Grenze gegen Karbonat seine eigene Kristallgestalt. Am Aufbau der helizitischen Einschlußzüge im Albit beteiligt sich hauptsächlich Opazit.

Am selben Fundort finden sich biotitführende Typen, jedoch bei vollkommenem Fehlen von Serizit. Es handelt sich um biotitführenden Karbonat-Chlorit-Albitschiefer.

Eine interessante letzte Gruppe von Prasiniten und prasinitähnlichen Gesteinen ist mega- und mikroskopisch durchaus analog den oben genannten Prasiniten ausgebildet und mit diesen feldgeologisch verbunden. Nur tritt in ihnen neben Biotit und Chlorit auch Muskovit als Hauptgemengteil auf, während Quarz vollkommen fehlt. Je nachdem, ob Epidot als Hauptgemengteil oder nur als Nebengemengteil vorhanden ist, wird man sie als Prasinit oder als Gneis bezeichnen, wobei die Übergänge fließend sind. Beispiele dafür: Biotit-Chlorit-Muskovit-Epidot-Albit-Prasinit (anstehend unmittelbar neben dem verfallenen Kareckhaus; Albit ist als Plag II und I entwickelt, bildet Rundlinge und zeigt mitunter inversen Zonenbau. Accessoria: Karbonat, Titanit und Opazit. Es fehlt Quarz), und epidotführender Biotit-Muskovit-Chlorit-Albit-Gneis (anstehend am Fahrweg in 1800 *m* Seehöhe, nordöstlich unter dem verfallenen Kareckhaus; es handelt sich um den Fahrweg, der vom Gasthaus Almfried in nordwestlicher Richtung ansteigt. Albit bildet Rundlinge und ist als Plag I und II entwickelt. Accessoria: Karbonat, Opazit, Apatit und Zirkon. Es fehlt Quarz).

So ist ein Übergang von den Prasiniten zu den eigentlichen Albitgneisen, die durch die Hauptgemengteile Muskovit, Chlorit, Quarz und Albit in der vorliegenden Gesteinsgesellschaft der Kareckserie allgemein gekennzeichnet sind, gegeben. Megaskopisch sind sie heller als die Prasinite und enthalten massenhaft Albit angereichert. Im Muskovit-Chlorit-Quarz-Albitaugengneis (anstehend beim Stollenmundloch zwischen Schulter- und Stüblbau des Schellgadner Erzreviers, in Seehöhe 1825 *m*, in 380 *m* Horizontalfertigung nordwestlich vom verfallenen Kareckhaus) erreichen die leistenförmigen Albitkristalle 6 *mm* Durchmesser. Diese Großindividuen sind polysynthetisch nach Albitgesetz lamelliert, haben 0% An-Gehalt und Füllung von Hellglimmer und Klinozoisit. An den kleineren, xenomorphen Albitindividuen (Plag II und I) wurde 3 bis 4% An-Gehalt gemessen und nur schwache Füllung von Klinozoisit beobachtet. Wo in den kleinen Individuen Zwillinge auftreten (wenige Lamellen und einfache Zwillinge), herrscht ebenfalls Verzwillingung nach dem Albitgesetz. Accessoria: Karbonat, Titanit und Epidot.

Wenn in den Albitgneisen Chlorit und Biotit fehlen, dann zeigt der Hellglimmer grünen Pleochroismus und megaskopisch deutlich grüne Farbe. Es handelt sich um: Phengit-Quarz-Albitgneis mit accessorischem Epidot und Opazit. Fundort: Kareck-ENE-Kamm, Seehöhe 1940 *m*.

Es gibt in dieser Serie feinkörnigen Albit-Quarz-Gneis (Albitaplitgneis), anstehend am Fahrweg, der vom Gasthaus Almfried in nordwestlicher Richtung ansteigt, und zwar wiederum in 1800 *m* Seehöhe, etwa 200 *m* nördlich vom verfallenen Kareckhaus. Der Albit ist als Plag I xenomorph entwickelt, allerdings idiomorph gegenüber Karbonat. Accessoria: Biotit, Chlorit (sekundär nach Biotit), Muskovit und Karbonat.

Ein Beispiel von erzführendem Lagerquarz vom verlassenen Goldbergbau Oberdorf — zweites Stollenniveau von unten — zeigt kaltgereckten Quarz (in s gelängte, innig miteinander verzahnte Quarzkörner mit deutlich optischer Regelung: Quarzachsen schräg zu s). Ferner: Hellglimmer, Chlorit und Karbonat.

Aufgesammelt wurden ferner phyllonitisierter Migmatit, phyllonitisierter Augengneis, Serizit-Chlorit-Albit-Schiefer, Serizit-Chlorit-Schiefer und Chloritschiefer.

Unverkennbar bestehen Analogien zur Wechselserie: Grünschiefer und Albitgneis des Wechsels im NE-Sporn der Alpen. Die Prasinite und Albitgneise der Kareckserie sehen ähnlich aus. Auch in ihnen fehlt inverszonarer Plagioklas. Sie gehören einem etwas kräftigeren Wirkungsbereich der alpinen Metamorphose an, denn sie führen im Gegensatz zum Großteil der typischen Wechsel-Grünschiefer und -Albitgneise in beträchtlichen Mengen Biotit. Regressive Übergänge der Metamorphose von altkristallinen Amphiboliten und Gneisen zu Prasiniten und Albitgneisen sind so wie in der Wechselserie vorhanden (H. MOHR 1913, P. FAUPL 1969). Die darüber lagernde Murtörlserie zeigt Ähnlichkeit mit den Wechselschiefern. Einen Unterschied macht das Fehlen der Transversalschieferung in Kareck- und Murtörlserie. Herrn Dr. P. FAUPL danke ich für gemeinsame Begehungen in der Wechselserie und in dem hier behandelten Gebiet der Kareck- und Murtörlserie im Bereiche Doktor Alm, Kareckhaus, Gantal und Oberdorf im Liesertal. Für mündliche Diskussion danke ich Herrn Professor Dr. H. WIESENEDER. Es scheint damit ein sehr wesentlicher Anknüpfungspunkt zum geologischen Verständnis beider Bereiche (Wechselgebiet und Hohe Tauern) vorzuliegen, der sich näher ausbauen ließe.

## 2. Feldgeologische Detailprofile

### 21. Nördlich der Mur

ist die Kareckserie bloß einige Meterzehner mächtig und besonders durch einen Prasinitzug im Liegenden der Murtörlserie gekennzeichnet.

Am Zoponitzenbach und am Balonspitze-SW-Kamm besteht die Kareckserie aus phyllonitischem Migmatitgneis und Prasinit.

Südwestlich unter dem Dolzenberg bauen Prasinit, Chloritschiefer, Chlorit- und Epidotgneis die Kareckserie auf. Darüber folgen in Seehöhe 2100 m die Schwarzschiefer der Murtörlserie, die aber ebenfalls wiederum Prasinite und sogar Albit-Epidot-Amphibolit enthalten.

Pfeifenberger Graben, Aufschlüsse im Bachbett: Über Albit-Epidot-Amphibolit mit aplitischer Injektion folgt Prasinit (50 m), darüber Chloritschiefer (10 m) und darüber in Seehöhe 1960 m der Schwarzschiefer der Murtörlserie. In ihr ist am W-Kamm des Pfeifenberger Grabens, Seehöhe 2160 m, Prasinit ähnlicher Beschaffenheit wie in der Kareckserie eingelagert.

Trawening Graben: Grobkörniger Albitepidotamphibolit steht in Seehöhe 1930 m an. Darüber folgen Prasinite, Chloritschiefer und Albitgneise der Kareckserie. Die Grenze zum Schwarzschiefer der Murtörlserie befindet sich im Bachbett in Seehöhe 2075 m. Östlich der Kendlspitze findet sich wiederum ein Prasinitzug innerhalb der Schwarzschiefer.

Zepper Graben: Über dem Grobkornamphibolit in 1700 m Seehöhe besteht die Kareckserie hier in Seehöhe 1730 bis 1760 m aus Prasiniten, die durch Phyllonitisation aus Amphibolit hervorgehen.

Von südwestlich P. 2142 (bei Grandlnasen) bis zur östlichen Blattgrenze (Zickenberg-S-Flanke) baut Prasinit die Kareckserie auf.

### 22. Das Kareck (zwischen Mur- und Liesertal)

Der Grat vom Steinwandeck über Kareck zur Brandleiten zeigt von W nach E folgendes:

Amphibolit der Storzserie bildet den Gipfel des Steinwandecks und steht am Grat bis zur Scharte westlich vom Kareck an. Dort beginnt die Kareckserie mit Phylloniten (Muskovit-Chlorit-Schiefer) und Prasiniten. Der Kareckgipfel besteht aus Prasinit. Stellenweise (z. B. 100 m südöstlich des Gipfels) sind Amphibolite aufgeschlossen, die durch Phyllonitisation und Umkristallisation in Prasinit übergehen. 300 m südöstlich des Kareckgipfels setzen epimetamorpher nebulitmigmatischer Muskovit-Chlorit-Quarz-Albitgneis (mit Accessorien: Opazit und Titanit) und Augengneis ein. Sie bilden die prallen Wände gegen die Zaneischg Wiesen. Es finden sich dünnplattige Gneisphyllonite mit serizitischen Schieferflächen und 5 mm großen Chloritporphyroblasten. Besonders dünnplattig sind diese Gneisphyllonite am Fuß der Wände im Gantal in Seehöhe 2080 m,

350 m nordwestlich Brandleiten, entwickelt. Die auf den serizitischen s-Flächen fischförmig elongierten Chloritflecken zeigen auf s des Gesteines annähernd harmonische Verteilung.

Am Kareck-ENE-Kamm stehen sehr mächtige Prasinite an (z. B. Gantal-N-Flanke). Sie sind sekundär nach Amphiboliten entstanden. Aplitlinsen können erkannt werden.

Im Gebiete des Gantales finden sich in der Kareckserie: retromorphe Amphibolite prasinitischen Charakters, Chloritschiefer als Phyllonite, Augengneise und Weißschiefer als Phyllonite nach Augengneisen.

Der Prasinit beim Gasthaus Almfried zeigt 2 cm lange Turmalinnadeln auf s des Prasinites.

450 m westnordwestlich Brandleiten folgen am Hauptkamm Epidotgneis und Prasinit. Darinnen finden sich Lagen von feinkörnigem Amphibolit mit 3 mm großen Biotitblasten. Darüber baut Muskovit-Chloritgneis den Hauptkamm, 150 m westnordwestlich Brandleiten auf. Darüber liegen Prasinit, Chlorit-Muskovit-Schiefer und der Epidotgneis des Brandleiten-Gipfels (P. 2257). Darüber bilden den Übergang zur Murtörlserie (siehe Abb. 14) phyllonitischer Aplitgneis, Chlorit-Muskovit-Schiefer, Muskovitgneis und Knollenquarzit.

### 23. Südlich der Lieser

stehen oberhalb des verlassenen Bergbaues Oberdorf Prasinit und phyllonitischer Gneis mit Einlagerungen von Chloritschiefer an (Seehöhe 1370 m). Prasinite und Phyllonitgneis kennzeichnen die Kareckserie am Sternspitze-NE-Kamm (Abb. 8) und am Dolomitspitze-N-Grat (Abb. 12).

Verhältnismäßig schmal ist die Kareckserie im Gebiete der Wandspitze entwickelt. Über dem grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolit der Rotlahnscharte folgen Lagen von hellen Gneisen in Abwechslung mit Prasiniten, Amphiboliten und Epidotgneisen. Gegen oben zu herrschen Prasinite, die gesteinsmäßig denen in der Murtörlserie analog sind (siehe Abb. 7).

### 3. Stollen und Pingen des alten Bergbaues in Storz- und Kareckserie

Die ausgezeichnete Monographie von O. M. FRIEDRICH (1935): „Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden“ ist sehr umfassend und genau. Es ist aber ganz natürlich, daß ich bei meinen geologischen Begehungen einiges an Stollen und Pingen auffand, was dort noch nicht beschrieben ist. Ich beschränke mich darauf, nur solche neue Funde als Ergänzungen zu obiger Monographie im folgenden kurz mitzuteilen.

Im Murwinkel befinden sich die Stollen des „Goldriegels“ (genannt als Nr. 25 bei O. M. FRIEDRICH 1935, p. 15) in Seehöhe zirka 1670 m an der E-Kante eines Wandzuges nordwestlich Stubwand. Der morphologische Neigungswinkel der Felswände der Storzserie, in der sie angeschlagen sind, beträgt 70°. Man sieht sie von der Straße im Talgrund bei Mayrhof und von jenem Jagdsteig, der nordwestlich Hemerach über ein nach E geneigtes Rasenband unter der Stubwand durchführt und gegen den Zickenberg ansteigt. Nördlich Untere Auen bei Muhr wurde in Seehöhe 1440 m, nordnordöstlich Laas ein Stollen beobachtet, der auf ein Quarzlager im Gneis der Storzserie getrieben ist.

Im Liesertal fand ich die alten Bergbaue in der Lassörn (Nr. 13 bei O. M. FRIEDRICH 1935, p. 12): Stollen und Pinge auf Quarzlager in Chloritschiefer (Phyllonit nach Amphibolit der Storzserie) in Seehöhe 1840 m, das ist 550 m ost-südöstlich Lassörnhütte. Ein Stollen in der zweiten Rinne östlich des Wasserfalles des Lassörnbaches. Zwei Pingen auf Lagerquarz in gebändertem Amphibolit der Storzserie in Seehöhe 1915 m, das ist 500 m südlich Lassörnhütte. Zwei Pingen auf Lagerquarz in Phyllonitgneis der Kareckserie in den Seehöhen 2200 und 2210 m, das ist 650 m nordwestlich Sternspitze. Ein Quarzlager in Bändergneis der Storzserie dürfte durch vier Stollen aufgeschlossen worden sein, die sich in der Steilwand in Seehöhe 1430 bis 1480 m in der Vorderen Pölla unweit der Lassörnbachmündung in die Lieser zu befinden scheinen. Die Stelle liegt 550 m südöstlich P. 1299 und ist infolge eines jungen Felsabbruches schwierig erreichbar.

In der Hinteren Pölla befinden sich drei Pingen und ein Stollen mit starkem Wasseraustritt am Bergfuß nördlich der Lieser in 800 bis 900 m Entfernung ostnordöstlich vom Jagdhaus Pölla. Sie sind auf

Quarzlager in phyllonitisiertem Amphibolit und Bändergneis der Storzserie getrieben. In der Bachschlucht in Seehöhe 1550 *m*, westlich des Schleierfalles, das ist 600 *m* nordöstlich Jagdhaus Pölla, befinden sich mehrere Pingen auf Lagerquarz der Storzserie.

In der Zaneischg (Nr. 9 bei O. M. FRIEDRICH 1935, p. 11) konnten ein Stollen und einige Pingen bei der Strafner Alm und in der Kareck-S-Wand beobachtet werden. Bei der Strafner Alm handelt es sich um Quarzlager in phyllonitierten Gneisen und Amphiboliten der Storzserie (Stollen in Seehöhe 1910 *m*, das ist 300 *m* nördlich Strafner Alm. Nordwestlich dieses Stollens eine Pinge. Eine andere Pinge 270 *m* westlich und eine letzte Pinge 275 *m* westnordwestlich Strafner Alm). In der Kareck-S-Wand handelt es sich um Lagerquarz in der Grenzregion von Storz- und Kareckserie. (Zwei Pingen in Seehöhe 1970 *m*, das ist 520 *m* westsüdwestlich P. 2257. Eine andere Pinge 270 *m* südwestlich P. 2257.)

Übrigens haben mir eigene Befahrungen der bekannten alten Bergbaue Schellgaden, Zaneischg und Oberdorf den Eindruck vermittelt, daß die erzführenden Lagerquarze der Goldlagerstättengruppe Schellgaden aufs engste mit der alpidischen Phyllonitierung der Kareck- und Storzserie genetisch verknüpft sind. Das unmittelbare Nebengestein der Goldquarzlager ist in der Regel ein arg tektonisierter Phyllonit dieser Gesteinsserien. Mein feldgeologischer Eindruck ist, daß die Goldquarzlager alpidische Mobilisate sind, die bei der alpidischen Phyllonitierung der alten Schieferhülle (Altes Dach des Zentralgranites) teils aus dieser ausgeschwitzt, teils aus der Tiefe zugeführt wurden.

### III. Murtörlserie (Jungpaläozoikum und eventuell Jüngerer)

Sie besteht aus Schwarzschiefern, dunklen Phylliten, Prasiniten, Chlorit-Serizit-Schiefern, Chlorit-Serizit-Quarziten, Serizitquarziten, Graphitquarziten und Albitporphyroblastenschiefern. Lokal kommt auch Kalkphyllit (4 *m* mächtig) vor, z. B. Helm-SW-Flanke, Seehöhe 2155 *m*. Sandige Schwarzschiefer zeigen mitunter gradierte Schichtung von Flysch-Charakter (Schlucht des Lanschützaches in Seehöhe 1610 *m*, am Wege vom Blasnerbauern zur Gabreinig Alm). Die Prasinite der Murtörlserie sind im allgemeinen ärmer an Epidot, zum Unterschied zu den Grünschiefern in der Bündnerschieferserie des Deckensystems der Oberen Schieferhülle. Sie gehen ohne scharfe Grenze häufig in die Chlorit-Serizit-Schiefer über, die wahrscheinlich aus Tuffiten des basischen Vulkanismus hervorgegangen sind. Stellenweise stecken in den Prasiniten retrograd metamorphe Reste nach Diorit bis Gabbro (Epi-Amphibolit der Dolzenberg-SW-Flanke).

Albit bildet Porphyroblasten der alpidischen Gesteinsmetamorphose. Er findet sich in der Murtörlserie in bemerkenswert massenhafter Verbreitung, nicht nur in den Prasiniten und Albitporphyroblastenschiefern, in denen er mehrere Millimeter Durchmesser erreicht und meist den wichtigsten Gesteinsgemengteil darstellt, sondern auch in Form von dunklen Knoten in Schwarzschiefern als spätkinematisches Kristallinat mit verlegten und unverlegten Einschlußzügen von graphitischer Substanz und Quarz. Außerdem ist Albit in den graugrünen Chlorit-Serizit-Schiefern ebenfalls in Form von Blasten weit verbreitet.

F. BECKE deutete die intensive Albitblastese in der Murtörlserie als Na-Metasomatose, wobei er sich vorstellte, daß bei der Phyllonitierung der unterlagernden Tauerngneise Na aus diesen ausgetrieben (z. B. Austreibung perthitischer Substanz aus Kalinatronfeldspat) und in der unmittelbar auflagernden Schieferserie metasomatisch angereichert wurde. (F. BECKE 1912, p. 36: Liechter Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit, Großarlal beim Seegut = Seebauern. Ferner: F. BECKE 1923.) H. MOHR (1913, p. 330, 331, 333 bis 339) hat sich bei der Diskussion der BECKE'schen Analyse („Großarl-Typus“ in der Murtörlserie des Großarltales) und der Tauern-Prasinite im Vergleich zu Wechsel-Albitgneis und Wechselgrünschiefern (Wechselgebiet im NE-Sporn der Alpen) dafür ausgesprochen, daß keine große Stoffwanderung des Na stattgefunden hat. Er wollte den Na-Reichtum dieser Gesteine teils aus vulkanischen Tuffen, teils aus regressiv metamorphen älteren Amphiboliten und Gneisen ableiten. Es scheint mir, daß die Vorstellungen BECKES und MOHRS vereinbar sind und daß wir das Über-

maß an Na, welches in den Albitporphyroblasten der Murtörlserie steckt, nur durch Stoffwanderung aus dem darunterliegenden, phyllonitisierten und retrograd metamorphen Gneis zusätzlich zu dem in den Vulkaniten und ihren Tuffen vorhandenen Na erklären können. Meine geologische Kartierung wird den Geochemikern eine brauchbare Unterlage zur Erforschung dieser Stoffbilanz liefern!

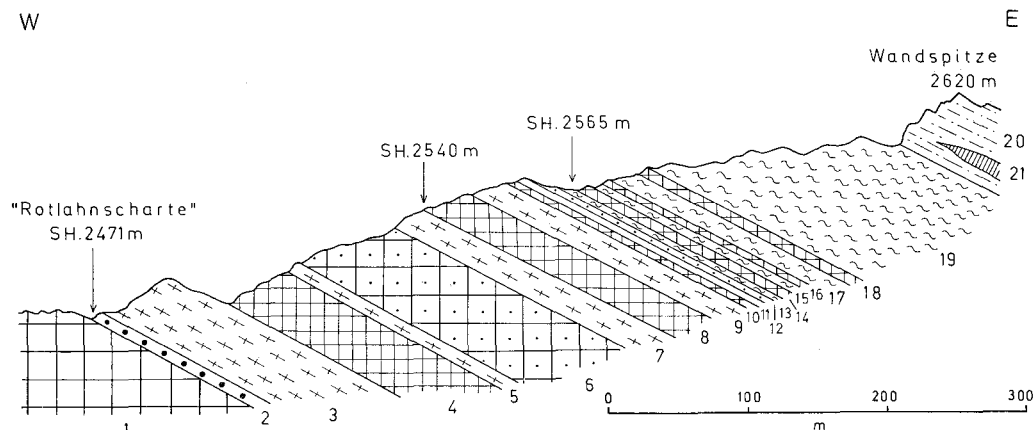


Abb. 7: Profil des Wandspitze-W-Grates.

Storzserie: 1 = Albit-Epidot-Amphibolit; 2 = grobkörniger Albit-Epidot-Amphibolit (5 m); 3 = heller Gneis (30 m).

Kareckserie (ohne scharfe Grenze zur Storzserie): 4 = Epidotgneis und Prasinit (30 m); 5 = heller Gneis (4 m); 6 = aplitisch gebänderter Albit-Epidot-Amphibolit und Epidotgneis (50 m); 7 = heller Gneis (10 m); 8 = Albit-Epidot-Amphibolit und Prasinit (10 m); 9 = heller Gneis (10 m); 10 = Prasinit (2 m); 11 = phyllonitischer heller Gneis (1 m); 12 = gneisphyllonitischer Quarzit (0.5 m).

Murtörlserie: 13 = Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (1 m); 14 = Prasinit (2 m); 15 = Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (1 m); 16 = Prasinit (1 m); 17 = Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (10 m); 18 = Prasinit (2 m); 19 = Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (zirka 100 m).

Schrovin-Einheit: 20 = Serizit-Chlorit-Albit-Quarz-Schiefer; 21 = Mikroklin-Albit-Phengit-Quarz-Gneis und „Trias“ (Kalk- und Dolomitmarmor).

Porphyroblasten von Turmalin sind in der Murtörlserie verbreitet. Da sie häufig mechanisch unverletzt sind, obwohl sie mehrere Zentimeter Länge erreichen, und da sie unverlegte helizitische Einschlußzüge graphitischer Substanz enthalten, sind sie ebenfalls als alpidische Blasten anzusprechen.

Die Murtörlserie entspricht der Basalen Schieferserie auf der Umgebungskarte Gastein, deren unmittelbare Fortsetzung am Murtörl sie darstellt. Siehe die genannte Karte: Großarlital beim Seebauern—Seekarspitze—Kreekar—Murtörl. Sie entspricht ferner den hellen und dunklen Glimmerschiefern über den Gneislamellen 1 und 2 der Sonnblickgruppe. Sie hat dieselbe tektonische Position, indem sie dem analogen, deckenförmig abgescherten Alten Dach des Zentralgranits aufliegt. Die Storzdecke ist ja der Gneislamelle 1 und teilweise 2 der Sonnblickgruppe analog. Auch die diesbezüglichen Beschreibungen des Gesteinsbestandes stimmen gut mit der Murtörlserie überein (Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein, p. 73 bis 82. Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe, p. 46 bis 51 und p. 61 bis 62). Es fehlt jedoch in der Murtörlserie meist das in den genannten analogen Schieferserien der Sonnblickgruppe mitvorhandene „Mesozoikum“. Nur an wenigen Stellen konnte ich in der Murtörlserie Kalkphyllite nachweisen. Die flyschartig gradierte Schichtung in den sandigen Schwarzschiefern der Murtörlserie ist kein Altersdatum. Sie kann paläozoisch oder jünger sein. Jedenfalls birgt die Murtörlserie noch ungelöste stratigraphische Probleme.

## 1. Tektonische Komplikationen im Gebiete Murtörl, Murtal nördlich Murquelle und auf der Frischinghöhe

So wie im Großarlal (siehe geologische Karte Umgebung Gastein) ist die Murtörlserie bei ihrem Eintritt in die Hafnergruppe im Bereich Murtörl—Murtal—Frischinghöhe eine tektonisch komplizierte Sammelserie verschiedener Einheiten, die hier auf engen Raum zusammengerafft sind. Sie treten nach W (Gasteiner Tal) und nach E (Muhr, Schrovinkopf, Lieser- und Maltatal) breit auseinander und werden dann erst verständlich.

Tafel I zeigt die Verengung der Zonen am Murtörl und sonderbare Schollen („Trias“ und Granitgneis) in der Murtörlserie, die wir nicht mit Sicherheit, aber mit einiger Wahrscheinlichkeit der Schrovineinheit zuordnen. Ein ganzes Bündel analoger Marmorzüge, das sich weiter westlich auch mit Gneislamellen verknüpft, finden wir in der Murtörlserie auf der anderen Gebirgsseite, nämlich im Großarlal (siehe geologische Karte der Umgebung Gastein). Diese zeigen mehr Ähnlichkeit zur unterlagernden Silberekserie. Dazu kommt, daß uns im Profile des Murtörls die Leithorizonte, die sonst so schön den Bau der Hohen Tauern anzeigen, im Stiche lassen. In der typischen Position unter den Kalkglimmerschiefern-Grünschiefern des Deckensystems der Oberen Schieferhülle fehlt hier der markante „mittlere Schwarzschieferzug“ (Umgebungskarte Gastein) bzw. läßt er sich nicht von den Schwarzschiefern der Murtörlserie unterscheiden, da die dazwischengehörige „Trias“ (Schrovin-Einheit) leider nicht da ist. Diese scheint tektonisch verwurschelt die Schollen inmitten der Murtörlserie zu bilden und stark auseinandergerissen zu sein. Schwierig ist es ferner, Schwarzschiefer der Silberekserie, die immerhin auch mitsamt „Trias“ und „Juramarmoren“ ins Hangende des Mureckgneises aufgeschuppt sein könnten, von solchen der Murtörlserie zu unterscheiden.

Die Murtörlserie ist im Profil des Murtörls etwa 350 m mächtig. Sie fällt 50 bis 60° nach N. Sie liegt konkordant dem im Grenzbereich phyllonitisierten Mureckgneis auf (siehe Tafel 6, Profil 3). Die Murtörlserie besteht in diesem Profil aus Schwarzschiefer mit Graphitquarzitlagen und aus Chlorit-Serizit-Schiefer, der stellenweise — z. B. nördlich des Murtörls — Granatporphyroblasten führt. Eine detaillierte Ansichtsskizze findet sich bei F. THALMANN 1963, Tafel 9, Fig. 2.

Da im Profil des Murtörls die Schrovineinheit fehlt, liegen die mächtigen Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer (Bündnerschiefer des Deckensystems der Oberen Schieferhülle) der Murwand und ihrer östlichen Fortsetzung (P. 2393) unmittelbar auf Schwarzschiefern im Hangenden der Murtörlserie.

So wie sich in diesem Profil (siehe Erläuterungen zur geologischen Umgebungskarte Gastein, Tafel 5, oberstes Parallelprofil) im Abhange gegen das Großarlal Kalkmarmor-schollen beim Seebauer innerhalb der Murtörlserie einstellen, so setzt auch am Abhange zum Murtal eine „Trias“-Scholle 500 m östlich des Murtörls, und zwar in Seehöhe 2180 m ein. Sie besteht aus Rauhwaacke, Dolomit- und Kalkmarmor und ist den Schwarzschiefern und Chlorit-Serizit-Schiefern der Murtörlserie konkordant eingelagert, mitunter spitzwinkelig eingefaltet (100 m westnordwestlich Jagdhaus P. 1843) und dort bis zu mehreren Meterzehnern Mächtigkeit tektonisch angeschoppt (Tafel 6, Profil 2).

In der Murschlucht, östlich des genannten Jagdhauses nimmt die Mächtigkeit des „Trias“-Zuges wieder ab (15 m) und östlich der Mur keilt der Zug in der Murtörlserie aus. Das Profil in der Murschlucht östlich des Jagdhauses P. 1843 ist vom Hangenden zum Liegenden folgendes:

10 m Kalkmarmor  
 5 m farbloser Dolomitmarmor, wechsellagernd mit Rauhwaacke. s: N 62 E/52 N  
 Chlorit-Serizit-Schiefer  
 Schwarzschiefer  
 Graphitquarzit  
 Chlorit-Serizit-Schiefer. s: N 65 E/53 N. Axe: N 130 E/42 NW  
 Schwarzschiefer. s: N 80 E/60 N  
 Granit-Augengneis (Mureckgneis)



Knapp nördlich des Jagdhauses keilt in der Murtörlserie die Granitgneislamelle des Frischinghöhe-N-Grates gegen W aus. Sie gehört wahrscheinlich zur Schrovineinheit (Beschreibung siehe Seite 70). Ein Ast der Murtörlserie streicht ins Hangende der Gneislamelle und verzahnt sich dort tektonisch mit wahrscheinlich vorhandenen Resten des mittleren Schwarzphyllitages, mit Schuppen der Schrovineinheit und mit Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern des Deckensystems der Oberen Schieferhülle (siehe Tafel 6, Profil 1 und Abb. 16). Südlich, also im Liegenden der Gneislamelle, tritt nun endlich die Mureckserie in ihrer für die ganze übrige Hafnergruppe typischen Position über der Storzserie auf (Abb. 16: Signatur 1). Das ist die Murtörlserie im typischen oder engeren Sinne. Sie dürfte aus jungpaläozoischen und jüngeren Sedimenten und Vulkaniten bestehen, die über dem Alten Dach des Zentralgranits abgelagert wurden.

Das Profil des Frischinghöhe-SSW-Grates (Tafel 6, Profil 1) zeigt über dem zirka 150 m mächtigen Granitaugengneis (Mureckgneis) die letzten Reste von Paragneis und Bändermigmatiten der Storzserie. Sie sind stark phyllonitisiert. Man erkennt aber auch in den Phylloniten noch die dunklen und hellen Lagen der einstigen Bändermigmatite und Reste vereinzelter, 1-5 cm großer Feldspate. Diese Phyllonite gehen über in Chlorit-Serizit-Phyllite mit Prasinitlagen. Man gewinnt den Eindruck, daß ein guter Teil der hier 60 m mächtigen Chlorit-Serizit-Phyllite mit Prasiniten aus retrograd metamorphem Altkristallin (Storzserie) im Zuge der Phyllonitisierung hervorgegangen ist. Darüber folgen Schwarzschiefer mit Lagen von Graphitquarzit, Prasinit und Chlorit-Serizit-Phyllit.

Ich möchte daraus den Schluß ziehen, daß ein Teil der Chlorit-Serizit-Phyllite, Prasinite und Albitporphyroblastenschiefer des Murtörlprofils und des Großarltales ebenfalls retrograd metamorpher Entstehung sind und aus Altkristallin der Storzserie hervorgegangen sind. Das wäre auch die einfachste Lösung zur Erklärung der Albit-Blastese.

## 2. Murwinkel östlich Frischinghöhe. Zederhaustal

Östlich der Frischinghöhe nimmt die Murtörlserie eine Mächtigkeit von mehreren 100 m an. Sie baut vorwiegend mit Schwarzschiefern und eingelagerten Graphitquarzit-, Quarzit- und Prasinitzügen das Zalussenkar auf, ist dann prächtig in der Murschlucht zwischen Zalussen Alm und Moritzen aufgeschlossen, und bildet nördlich der Mur die unteren Teile des Roßfall- und Lanschützgrabens. Nördlich der Rotschopf Alm fand S. PREY (1938) Chloritoidschiefer. Im Gebiet: Helm, Zoponitzen, Balonspitze ist die Murtörlserie vor der Stirne der mächtig anschwellenden Storzdecke mit zahlreichen tektonischen Schichtwiederholungen bis zu 1400 m Mächtigkeit aufgestapelt (siehe Tafel 4, Profile 6 und 8). Sie bildet den Kamm zwischen Kaltenfeld- und Kendlspitze, nimmt südlich Grandl Nasen an Mächtigkeit ab und keilt am Zickenberg aus. Man findet sie auch anstehend im Einzugsbereich des Zederhaustales in den Karen oberhalb Wastal-, Kocher-, Zäuner-, Wirtsalm; und im verrutschten Zustand in der Tiefe des Zederhaustales und bei den Atlas Wiesen. Dann streicht sie über das Lungauer Becken oberhalb St. Michael (Blatt Tamsweg) ins Gantal und auf den Kareck-ESE-Kamm östlich Brandleiten.

Die Unterlage der Murtörlserie wird meist von Prasiniten der Kareckserie gebildet. Da ähnliche Prasinite auch innerhalb der Murtörlserie vorkommen, ist die Grenze unscharf und in erster Linie durch das massenhafte Auftreten von Schwarzschiefern in der Murtörlserie gekennzeichnet. Im Stirngebiet der Storzserie kommt es nördlich der Mur im Bereich Stockachgraben (beim Blasnerbauern), Zoponitzengraben und nördlich Ollschützen zu tektonischen Verzahnungen zwischen Storz-, Kareck- und Murtörlserie. Es handelt sich um tektonische Keile und Schuppen und nicht um Intrusionen des Zentralgranits in die Murtörlserie. Intrusionen des zentralgranitischen Magmas in die Murtörlserie fehlen. Es erscheint mir recht eindeutig, daß die Murtörlserie erst nach Abschluß des zentralgranitischen Magmatismus sedimentiert wurde.

In den steilen S-Flanken des Mur-Zederhaus-Kammes fand ich die Basisgrenze der Murtörlserie über den Prasiniten der Kareckserie in folgenden Seehöhen: Pfeifenbergergraben (Bachbett) 1960 *m*; Traweninggraben (Bachbett) 2075 *m*; Kendlspitze-WSW-Kamm 2150 *m*; und Grandnhasen-SW-Kamm 2030 *m*.

Ein Beispiel der Zusammensetzung der Murtörlserie möge das folgende Detailprofil des Balonspitze-SW-Grates vom Hangenden zum Liegenden vermitteln (siehe auch Tafel 4, Profil 6):

Marislwandschuppe:

Grießenspitze (P. 2504)	Kalkglimmerschiefer Grünschiefer
Grießenspitze-W-Flanke	Kalkglimmerschiefer Dolomitmarmor-Linse (2 <i>m</i> mächtig)

Bündnerschiefer im stratigraphisch Hangenden

der „Trias“ der Schrovin-Einheit (reduzierte Brennkogel- und Glocknerserie):

Sattel zwischen Grießen- und Balonspitze	Karbonatquarzit Schwarzphyllit 4 <i>m</i> Kalkglimmerschiefer 3 <i>m</i> Schwarzphyllit
--	--

Schrovin-Einheit:

	3 <i>m</i> Rauhwaacke 0.1 <i>m</i> Kalkmarmor 2 <i>m</i> Serizitquarzit Quarzit mit Magnetitporphyroblasten 1 <i>m</i> Graphitquarzit
Balonspitze (P. 2485)	Prasinit mit Magnetitporphyroblasten Albitgneis Schwarzschiefer Albitgneis

Murtörlserie:

Balonspitze-SW-Grat

SH. 2430 <i>m</i>	Schwarzschiefer
2410 <i>m</i>	0.5 <i>m</i> Graphitquarzit
2375 <i>m</i>	Quarzitlage
2290 <i>m</i>	4 <i>m</i> Prasinit
2285 <i>m</i>	2 <i>m</i> Schwarzschiefer
2283 <i>m</i>	3 <i>m</i> Graphitquarzit Quarzitschiefer
2275 <i>m</i>	Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten
2270 <i>m</i>	20 <i>m</i> Prasinit
2250 <i>m</i>	Schwarzschiefer mit mehreren Einlagen von bis 4 <i>m</i> mächtigem Graphitquarzit
2080 <i>m</i>	15 <i>m</i> Albitporphyroblastenschiefer 10 <i>m</i> Schwarzschiefer mit Graphitquarzit 10 <i>m</i> Albitporphyroblastenschiefer mit Quarz- knollen (? Gerölle) Schwarzschiefer und Graphitquarzit 10 <i>m</i> Albitporphyroblastenschiefer mit Quarz- knollen (? Gerölle)
1990 <i>m</i>	Schwarzschiefer 15 <i>m</i> Albitporphyroblastenschiefer 5 <i>m</i> Schwarzschiefer
1950 <i>m</i>	2 <i>m</i> Quarzlagergang albitführender Quarzitschiefer
1900 <i>m</i>	Schwarzschiefer Quarzitschiefer
1865 <i>m</i>	Schwarzschiefer Chlorit-Serizit-Schiefer
1850 <i>m</i>	Prasinit 2 <i>m</i> Chlorit-Serizit-Schiefer
1825 <i>m</i>	Schwarzschiefer Albit-Chlorit-Serizit-Schiefer

1790 m	Schwarzschiefer Chlorit-Serizit-Schiefer
1755 m (Holzhütte)	Schwarzschiefer Chlorit-Serizit-Schiefer
1720 m	Schwarzschiefer
1670 m	Graphitquarzit Schwarzschiefer

## Kareckserie:

1650 m	Phyllonitischer Migmatitgneis und Prasinit
--------	--

Mikroskopisch stellt sich der gewöhnliche Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten, z. B. vom Fundort: Dolzenberg-N-Flanke, Seehöhe 2215 m, als pigmentreicher Albit-Muskovit-Chlorit-Karbonat-Quarz-Schiefer dar. Albit bildet bis 2 mm große Rundlinge, die als Plag I entwickelt sind. Sie sind reich an verlegten und unverlegten Einschlußzügen von graphitischer Substanz und länglichem Quarz. Das rhomboedrische Karbonat ist syngenetischer Gesteinsbestandteil. Ferner: Turmalin (0.8 mm lange, mechanisch unversehrte Säulchen mit Einschlußzügen von graphitischer Substanz. Er zeigt Zonenbau mit licht blaugrünem Kern und dunkelbrauner Hülle), Apatit, Opazit und Zirkon (? Monazit).

Quarzitlagen im Schwarzschiefer zeigen denselben Mineralbestand, aber in anderer Verteilung. Sie bilden Härtinge (Gratzacken).

Als Beispiel sei die Quarzitlage im Schwarzschiefer des Gratzackens in Seehöhe 2315 m am Brettereck-N-Kamm (Tafel 4: Profil 5) angeführt. Hier handelt es sich um Muskovit-Chlorit-Quarzit, der als Nebengemengteile folgende Mineralien führt: Albit (Plag I), Biotit, Turmalin, Opazit, rhomboedrisches Karbonat, Apatit und Zirkon (? Monazit).

Als Übergangsglied vom Schwarzschiefer zu den soeben gekennzeichneten Quarzitlagen im Schwarzschiefer finden sich sandige Schwarzschiefer. Sie sind z. B. oberhalb des Steiges vom Blasnerbauer zur Gabreinig Alm in Seehöhe 1610 m unter dem Wasserfall des Lanschützbaches aufgeschlossen. Hier findet man mehrfachen vertikalen Wechsel heller sandiger und dunkler schiefriger Lagen (rhythmische Sedimentation von Sand und Ton) mit Andeutungen gradiertter Schichtung.

Tritt das Pigment mengenmäßig zurück, so hat man es innerhalb derselben Serie nicht mit schwarzen Schiefern, sondern bei sonst analogem Mineralbestand mit hellgrauen bis grünlichgrauen Albit-Chlorit-Serizit-Quarz-Schiefern, z. B. in ver-rutschtem Zustand 400 m ostnordöstlich P. 1265 (Atlas Wiesen) zu tun. Auch hier bildet Albit bis 4 mm große, häufig megaskopisch schwarze Porphyroblasten vom Typ Plag I mit Einschlüssen graphitischer Substanz. Man beobachtet im Albit verlegte (Einschlußwirbel, Falten) und unverlegte helizitische Einschlußzüge von graphitischer Substanz und länglichem Quarz. Als Nebengemengteile treten wiederum graphitische Substanz, Turmalin, Opazit und Karbonat auf.

Auffallend und charakteristisch sind die zahlreichen und langhinstreichenden Prasinitlagen (mit Chloritschiefern, Chlorit-Serizit-Schiefern mit Magnetitporphyroblasten, z. B. Murschlucht bei Moritzen und bei der Zalussen Alm, Abb. 15). In ihrem Verbands findet man auch Albit-Chlorit-Gneis, Albit-Epidotgneis und Epiamphibolit (sekundär prasinitisierter ehemaliger Diorit bis Gabbro).

Der 10 m mächtige Epi-Amphibolit der Dolzenberg-SW-Flanke in Seehöhe 2240 m stellt sich als Hornblende-Biotit-Chlorit-Karbonat-Epidot-Albit-Schiefer mit recht massiger Struktur dar. Die Hornblendeprismen erreichen 8 mm Länge. Ihre Kerne bestehen aus grüner, durch dichtes staubförmiges Pigment und einige kleine Titanitkriställchen gefüllter Hornblende; ihre Hüllen aus ungefüllter blaugrüner Hornblende. Der Albit zeigt die Typen Plag I und II. Er ist reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Gegenüber rhomboedrischem Karbonat verhält er sich idiomorph. Biotit zeigt bei normaler Schlifffdicke hellgelbe bis olivgrüne Farbe. Als Accessorien treten Opazit und Titanit auf.

### 3. Lieser- und Maltatal

Im Profil des Kareck-ESE-Kammes (siehe Abb. 14) tritt die Murtörlserie (Signatur 5 dieser Abbildung) als Schiefer mit Albitporphyroblasten und als Chlorit-Serizit-Schiefer über der Kareckserie und unter der Schrovin-Einheit auf. Eine höhere Lage (Signaturen 7 und 8) kann als tektonische Wiederholung gedeutet werden.

Südlich der Lieser streicht die Murtörlserie als regelmäßiges und gut aufgeschlossenes Schwarzschieferband mit Graphitquarzit, Prasinit und Chlorit-Serizit-Schiefer durch das Goslitztal und die felsigen N-Grate der Stern-, Dolomit- und Wandspitze zum wasser-scheidenden Grat zwischen Lieser- und Maltatal. Dort erreicht die Serie am Wandspitze-WNW-Grat über 100 m Mächtigkeit. Die Einzelheiten sind den Abb. 7, 8, 12 und 13 zu entnehmen. Die Murtörlserie liegt regelmäßig der Kareckserie auf und wird von der Schrovin-Einheit überlagert.

Bemerkenswert ist, daß der Schwarzschiefer der Murtörlserie im Bereich des Malta-ales Biotit führt. Das weist auf eine auch in Gesteinsserien der zentralen Hafnergruppe zu erkennende Zunahme der alpidischen Metamorphose in Richtung nach S hin.

Abb. 13, Profil 2, Signatur 4 zeigt die tektonische Position des biotitführenden Schwarzschiefers am Maltinger Alpl. Die Probe wurde knapp nordöstlich des Wortes „Feistriz B.“ der Österreichischen Karte 1 : 50.000 (Blatt Muhr) geschlagen. Die Albitknoten erreichen 5 mm Größe und sind infolge reichlicher Einschlüsse von graphitischer Substanz dunkelgrau bis schwarz.

Hauptgemengteile sind Albit (Plag I. Verlegte Einschlußzüge von graphitischer Substanz, Hellglimmer, Quarz, Epidot und Titanit), Chlorit, Quarz, Biotit, Muskovit, graphitische Substanz und syngenetisches rhomboedrisches Karbonat.

Ferner: Turmalin, Epidot, Titanit, Pyrit, Zirkon (? Monazit).

### IV. Obere Schieferhülle, Katschbergzone und Oberostalpinen Altkristallin im Gebiete südlich der Mur

Ein Schatzkästchen guter Aufschlüsse, stark reduzierter, verhältnismäßig einfacher Schichtfolgen und prächtiger großtektonischer Gliederung der Landschaftselemente ist das Gebiet längs der Katschberg-Torscharte-Linie (Katschbergzone) zwischen Mur- und Maltatal. Schon früher bearbeitet (D. STUR 1854, G. GEYER 1892 bis 1893, F. BECKE 1908, 1909, 1912, Ch. EXNER 1939, 1942, 1953), hatte ich nun in den letzten Jahren Gelegenheit, das Gebiet, soweit es sich auf Kartenblatt „Muhr“ (Nr. 156 der Österreichischen Karte 1 : 50.000) befindet, sorgfältig im Maßstabe 1 : 10.000 auf der guten neuen topographischen Unterlage zu kartieren.

Unter der Voraussetzung, daß die älteren Arbeiten bekannt sind, beschränken wir uns hier auf eine knappe Darstellung der neuen Ergebnisse. Der folgende Text gruppiert sich vor allem um einige, genauestens aufgenommene Profile. Die Auffindung und Durchverfolgung der Schrovin-Einheit sowie ihre petrographische Bearbeitung ist ein wesentliches Neuergebnis. Sie bringt vor allem den Anschluß zu den Gneislamellen 3 und 4 der Sonnblickgruppe (Rote Wand-Modereck-Wustkogelserie) und zur prächtig entwickelten Schrovin-Einheit des Schrovinkopfes nördlich der Mur.

Bevor wir die einzelnen Profile erläutern, sei zunächst die längs der Katschbergzone herrschende Gesteinsserien-Gliederung von oben nach unten in Übersicht gebracht:

„Trias“-Keil des Hirnecks. Wahrscheinlich äquivalent der Stangalpentrias. Oberostalpin.

Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes

Katschbergzone. Bestehend aus Katschbergschiefer (teils Diaphthorit nach Altkristallin, teils paläozoischer oder älterer Phyllit mit Einlagerung der Lisabichschollenzone (graphitische Bänderkalkmarmore, Eisendolomite). Im tieferen Teil der Katschbergzone finden sich Schwarz-

phyllite, Grünschiefer, Serpentin und das meist stratigraphisch verkehrtliegende unterostalpine Mesozoikum der Tschaneckschollenzone. Die Katschbergzone ist die Fortsetzung der Matreier Zone im S und der nördlichen Rahmenzone im N der Hohen Tauern und enthält dazu noch unterostalpine Elemente der Radstädter Tauern und Diaphthorite der Basis der oberostalpinen Altkristallinmasse.

#### Obere Schieferhülle

Obere Schwarzphyllitzone (ein Teil der Fuscher Phyllite gehört hierher) mit Lagen von Kalkphyllit, Prasinit, Chlorit-Serizit-Phyllit (teilweise tuffitischem Prasinit) und dünnen Linsen von Quarzit und Kalkmarmor. Wahrscheinliches Alter: Neokom und jünger. Dazu tektonische Schollen älterer Gesteine der Rahmenzone (Matreier Zone—Katschbergzone). Kalkglimmerschiefer—Grünschiefer-Serie (kalkreiche Bündnerschiefer vom Typus: „Obere Schieferhülle“ oder „Glockner-Serie“). Die Grünschiefer sind epidotreiche Prasinite. Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllite und Prasinite erreichen bedeutende Mächtigkeit und wechselagern mehrfach miteinander. Bestimmte Kalkglimmerschiefer- und Prasinitzüge können weit hin als Leitzüge verfolgt werden. Untergeordnet treten Schwarzschiefer, Serpentin und Quarzit auf. Wahrscheinliches Alter: Jura.

Schwarzschiefer-Karbonatquarzit-Breccien-Serpentin-Serie (kalkarme Bündnerschiefer vom Typus: Brennkogel-Serie). Die Breccien zeigen Linsen grauen, metamorphen Dolomits und farblosen Quarzits in karbonatquarzitischem oder kalkphyllitischem Bindemittel. Graphitquarzite kommen vor. Untergeordnet treten Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und Prasinite auf. Wahrscheinliches Alter: Lias.

Schrovin-Einheit (Typus: Seidlwinkl- und Wustkogelserie). Bestehend aus karbonatischer „Trias“ (metamorphe Rauhacke; grauer metamorpher Dolomit; farblos bis gelblich anwitternder feinkörniger Dolomitmarmor; grauer bis farblos, meist größer körniger, häufig glimmerführender Kalkmarmor) und „permo-skythischem“ Quarzit (farblos), Graphitquarzit, Geröllquarzit mit Quarzgeröllen, Phengit-Arkose-Gneis, Albitporphyroblastenschiefer und Phengitschiefer. Altkristalline Schollen dürften das Edukt prasinitähnlicher Albitporphyroblastenschiefer und mancher Phengitgneise sein, konnten aber hier nicht sicher nachgewiesen werden, da eindeutige Relikte fehlen. Sie stellen sich in der Schrovin-Einheit erst wiederum nördlich der Mur ein.

Murtörlserie

Kareckserie

Storzserie

## 1. Das Gebiet südlich der Lieser

Wir behandeln zunächst das besonders gut aufgeschlossene Gebiet südlich der Lieser im Bereiche Goslitz, Sternspitze, Wandspitze, Maltinger Alpl, Torscharte, Wolfsbachtal, Hirneck. Die genannten Serien liegen hier auf engem Raume übereinander. In landschaftlich eindrucksvollen Isoklinalhängen tauchen die penninischen und unterostalpinen Serien unter das eher ausdruckslose, wellige, oberostalpine Altkristallin der Nocklandschaft ein. Das hat den Vater des Tauernfensters P. TERMIER (1913, p. 49) hier zu folgendem, aus diesem eindrucksvollen Landschaftsbild geborenen Ausspruch hingerissen: „Ich konnte diesen majestätischen Abfall der Hohen Tauern unter den Schild der alten Gneise und Glimmerschiefer, dieses Verschwinden des großartigen Gebirges in den flachen Linien eines einförmigen Landes, nur dem Untergang eines stolzen Schiffes vergleichen, das im eintönigen Wellenmeer versinkt.“

In grandioser Morphotektonik (sehr regelmäßige, weithin streichende und weithin sichtbare, unter einem Winkel von 20 bis 40° nach SE geneigte Isoklinalhänge) fällt die straff geregelte und alpidisch rekrystallisierte periphere Tauernschieferhülle (Deckensystem der Oberen Schieferhülle und tiefere Serien) unter die Katschbergzone ein. Diese zeigt einen anderen Bewegungsstil (unregelmäßige Stauchfalten, postkristalline Mylonite, Diaphthorite). Ihre Bestandteile (Tschaneckschollenzone, Katschbergschiefer, Lisabichschollenzone) sind verhältnismäßig gut im Bereiche Torscharte—Wolfsbachtal aufgeschlossen. Darüber liegen mit häufig diskordanten Faltenachsen die Granatglimmerschiefer und Amphibolite des oberostalpinen Altkristallins mit einem synklinalen „Trias“-Keil am Hirneck.

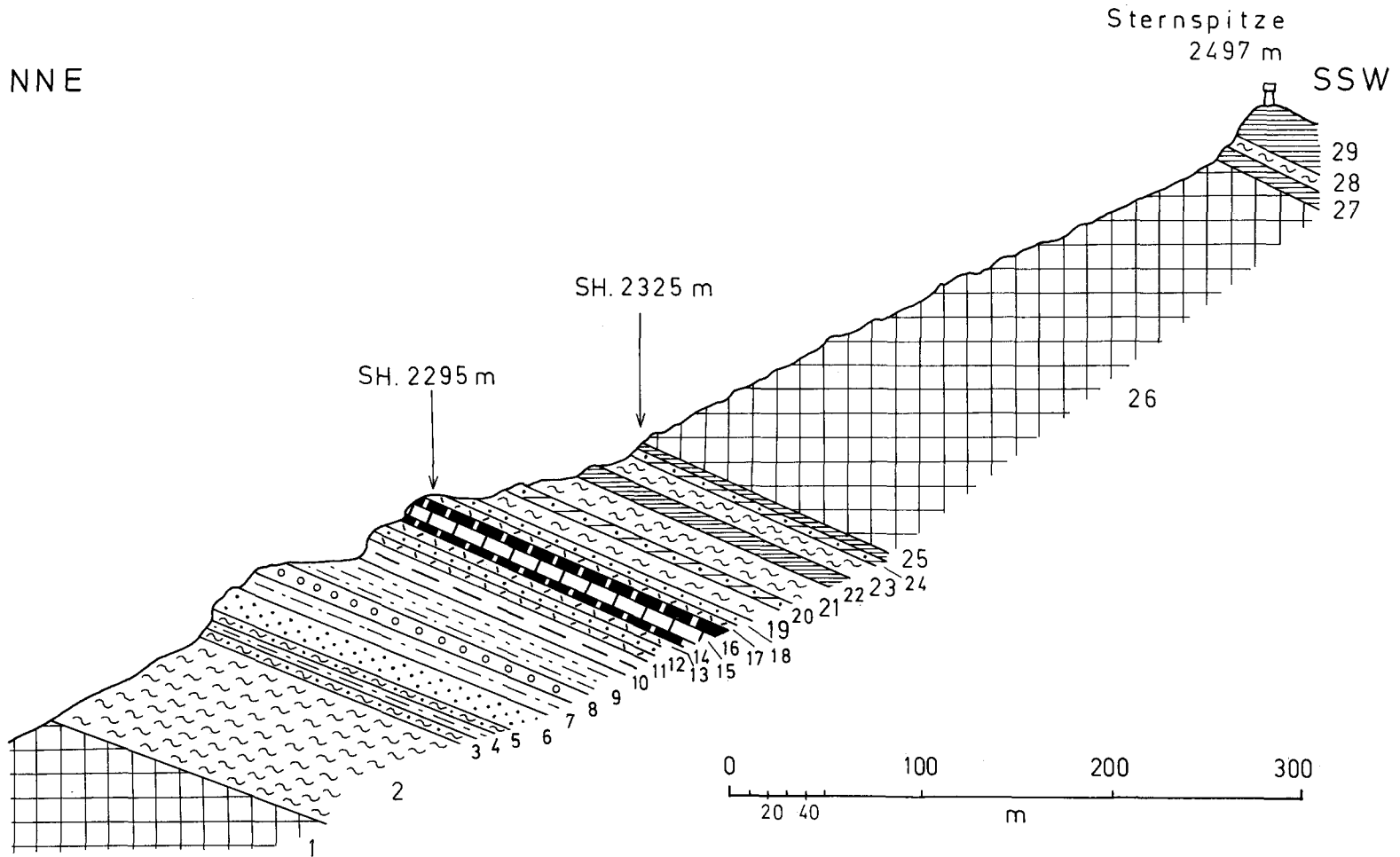


Abb. 8: Profil des Sternspitze-NNE-Kammes. Zeichenerklärung siehe im Text!

## 11. Der Sternspitze-NNE-Kamm (Abb. 8)

Von unten nach oben folgen übereinander:

## Kareckserie

Chlorit-Serizitgneis (Phyllonitgneis) und Prasinit (Signatur 1 auf Abb. 8).

## Murtörlserie

Schwarzschiefer mit dünnen Bänken braun anwitternder, schwach kalkhaltiger Lagen (Signatur 2).

3 m Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten, die einige mm groß sind (3).

Der Albit zeigt megaskopisch graue Farbe. Im Mikroskop erkennt man Plag I mit 4% An-Gehalt. Er ist nicht oder nur einfach verzwilligt nach Albit- und Karlsbadgesetz. Er zeigt Partien mit beginnender polysynthetischer Verzwilligung vom Typus Plag II und Plag R I. Der Albit ist reich an geraden oder wirbelförmig gebogenen Einschlüßzügen von Opazit, Quarz, Chlorit, Zirkon (Monazit) und Turmalin (0.2 mm lange Säulchen). Accessoria: Karbonat und Turmalin. Das Gestein leuchtet im UV-Licht intensiv rosa.

5 m Quarzschiefer mit Chloritporphyroblasten und mit Quarzknollen (4).

Die idiomorphen Chlorite sind bis 5 mm lang. Stellenweise werden sie postkristallin zu unregelmäßig begrenzten, 15 mm langen Chloritflecken auf s deformiert.

10 m Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (5).

## Schrovin-Einheit

15 m Quarzit (6). s: N 60 E/23 S; Lineation: N 150 E/20 S.

10 m Chlorit-Serizit-Schiefer mit 3 mm großen Albitporphyroblasten (7).

10 m Phengit-Quarzit mit Quarzknollen, die mit großer Wahrscheinlichkeit als ehemalige Quarzgerölle anzusprechen sind (8).

20 m Chlorit-Serizit-Albitporphyroblastenschiefer (9).

Die Albite sind Rundlinge vom Typus Plag I. Sie sind reich an unverlegten und verlegten Einschlüßzügen aus Phengit und Quarz. Der Albit ist spätkinematisch gewachsen.

10 m karbonathaltiger Mikroklin-Albit-Quarz-Phengit-Gneis (10). Er entspricht den Phengitgneisen der Gneislamellen 3 und 4 der Sonnblickgruppe.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein die aus der Sonnblickgruppe bekannten, 3 mm großen Mikroklin-Augen. Sie sind gelängt in s und zeigen eckige (klastische) Umgrenzung, harte Mikroklingitterung und erweisen sich als perthitfrei mit seltenen Resten von Zwillingen. Schachbrettalbit kommt vor. Myrmekit fehlt. Albit zeigt regenerierte, einfach oder nicht verzwilligte Rundlinge (Plag I), die arm an Einschlüssen sind. Granophyrische Quarzgewächse kommen vor. Phengit weist grünlichen Pleochroismus auf. Quarz ist einschlüßfrei, gelängt in s und schwach undulös. Rhomboedrisches Karbonat bildet Porphyroblasten. Accessoria: Opazit und Rutil.

Der Mikroklin-Albit-Quarz-Phengit-Gneis bildet die Schrofen westlich und südlich der Oberen Peitler Alm und zieht durch den E-Hang des Goslitztales (östlich Waldhauserhütte) in den Bereich des Blattes Tamsweg, wo er im Walde nordwestlich des Peitler-Hofes ansteht und nördlich der Lieser im Fallbachgraben fortsetzt.

1 m Rauhwaacke (11). Hier und in den darüber folgenden Vorkommen handelt es sich um die charakteristische gelbliche, mit rotbraunen Farben verwitternde metamorphe Rauhwaacke mit flächigem Parallelgefüge, mit putzenförmig angereicherten Hellglimmertäfelchen (wahrscheinlich ehemalige Tonbrocken) und stellenweise mit farblosen, einige Millimeter großen, rekristallisierten Kalziten.

6 m Tafelquarzit (12), teilweise phengitführend. s: N 80 E/27 S. Lineation: N 165 E/26 S. Diese Quarzitlage enthält westsüdwestlich der Oberen Peitler Alm prächtige Quarzgerölle. Es handelt sich um parallel zur Glimmerelongation gelängte, farblose, scharf gegen das übrige Gesteinsgewebe des Quarzites abgegrenzte, torpedoförmige

Körper. Ihr Längsdurchmesser ist etwa fünf- bis zehnmal größer als ihr Durchmesser im Querschnitt. Beobachtet wurde z. B. ein gelängtes Gerölle mit den Ausmaßen: 15 cm in der Länge; 2 cm im Querschnitt.

Darüber folgen: 1 m Rauhwaacke (13). 1 m grauer Kalkmarmor (14). 6 m grauer, etwas Hellglimmer führender Dolomitmarmor, übergehend in farblosen Dolomitmarmor (15). 6 m grauer Kalkmarmor (16): s: N 80 E/35 S; Lineation: N 170 E/34 S. 1 m Rauhwaacke und Serizitschiefer (17). 1 m Quarzit (18). Die Serie ist geschuppt und gefaltet. Lineation und Faltenachse sind parallel.

Die karbonatische „Trias“ streicht durch das Kar südlich der Oberen Peitler Alm. Ein langer Dolomitzug im Wald südlich des alten Goldbergbaues Oberdorf liegt in der Fortsetzung. Er ist weiters auf Kartenblatt Tamsweg unter dem Serpentinsteinbruch Peitler bis knapp über den Talgrund der Lieser bei Bron aufgeschlossen.

#### Brennkogelserie

8 m Schwarzschiefer (19). 3 m Karbonatquarzit (20). 15 m Schwarzphyllit (21). 8 m Kalkglimmerschiefer (22). 12 m Schwarzphyllit (23) und 3 m Karbonatquarzit (24).

Es handelt sich offensichtlich um das Analogon der Brennkogelserie der Glockner- und Sonnblickgruppe zwischen „Trias“ und Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie. Serpentinlinsen und Serpentinbegleitgesteine finden sich in ihrer Fortsetzung gegen das Liesertal zu. In den bewaldeten, aufschlußarmen und auch teilweise verrutschten Hängen läßt sich das nur annäherungsweise verfolgen. Hierher gehört anstehender Serpentin mit Talkschiefer und Asbest am Stampatzspitze-NE-Kamm in Seehöhe 1790 m.

Der auf Blatt Tamsweg befindliche Serpentin (Antigorit) beim Peitler Hof mit dem altbekannten, in den Jahren 1963 bis 1965 wieder betriebenen Serpentin-Steinbruch mit Talkschiefer, Breunnerit-Talkschiefer und Asbest (verbrochener Asbeststollen aus dem Jahre 1921) nimmt genau die Position der Brennkogelserie ein. Von unten nach oben folgen hier: 10 m hellgelber Dolomitmarmor („Trias“), 1 m gröberkörniger, dunkelbraun anwitternder Dolomitmarmor mit Erz (metamorpher Stoffaustausch mit dem überlagernden Serpentin), 20 m Serpentin mit Talk und Asbest, 4 m Kalkglimmerschiefer und darüber sehr mächtiger Grünschiefer. Im Liegenden des Talkschiefers beim Mundloch des Asbeststollens stehen auch die Schwarzphyllite der Brennkogelserie an.

Dolomitbreccie mit Kalkglimmerschiefer-Bindemittel befindet sich in der Schwarzphyllitserie am Goslitzbach, südlich der Waldhauserhütte, in Seehöhe 1770 m. Die Brennkogelserie dürfte dort im Zuge von Hanggleitung im verrutschten Zustande vorliegen.

#### Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie

2 m Kalkglimmerschiefer (25). Etwa 100 m Grünschiefer (26): s: N 75 E/25 S. Kalkglimmerschiefer (27). Schwarzphyllit (28). Kalkglimmerschiefer am Gipfel der Sternspitze (29).

#### 12. Wolfsbachtal, Torscharte und Hirneck (Abb. 9, 10 und 11)

Der Kalkglimmerschiefer (Abb. 8, Signatur 29) des Gipfels der Sternspitze hat seine Fortsetzung auf den Gipfeln der Poisnegg- und Stampatzspitze. Er erreicht 200 m Mächtigkeit. Er bildet weithin den schichtparallelen W-Hang und den östlichen Hangfuß des Wolfsbachtals (Abb. 9 und 10, Signatur 29).

Darüber folgt als markantes Leitband (Signatur 30, Abb. 9 und 10) der konstant anhaltende, 10 bis 30 m mächtige Grünschiefer, der die Kuppe P. 2415 (zwischen Poisneggspitze und Torscharte) aufbaut. Er bildet auch den ESE-Fuß der Poisneggspitze und streicht durch die steile bewaldete E-Flanke des Wolfsbachtals.

Dieses Grünschiefer-Leitband wird nahe dem östlichen Kartenrand noch von Kalkphyllit (31) überlagert, auf dem die unterostalpine Tschaneek-Schollenzone mit dem



Katschberg-Quarzphyllit aufliegt bzw. mit dem sie verschuppt ist. Im übrigen Teil des Wolfsbachtals und auch an der Torscharte befinden sich die basalen Teile des Unterostalpins (Tschaneck-Schollenzone und Katschberg-Quarzphyllit) unmittelbar über dem genannten Grünschiefer-Leitband.

Der Bau der hochpenninisch-unterostalpinen Katschbergzone (Äquivalent der Matreier Zone) wurde bereits in unseren älteren Arbeiten beleuchtet. Im Abschnitt südlich der Lieser (Wolfsbachtal und Torscharte) finden sich neben den unterostalpinen Elementen (Tschaneckschollenzone, Katschberg-Quarzphyllit, Lisabichl-Schollenzone) auch hochpenninische Lagen eingeschuppt; besonders in den tieferen Partien der Katschbergzone. Das sind Kalkphyllit, Schwarzschiefer, Grünschiefer und Serpentin; ähnlich wie wir dies aus der Matreier Zone kennen.

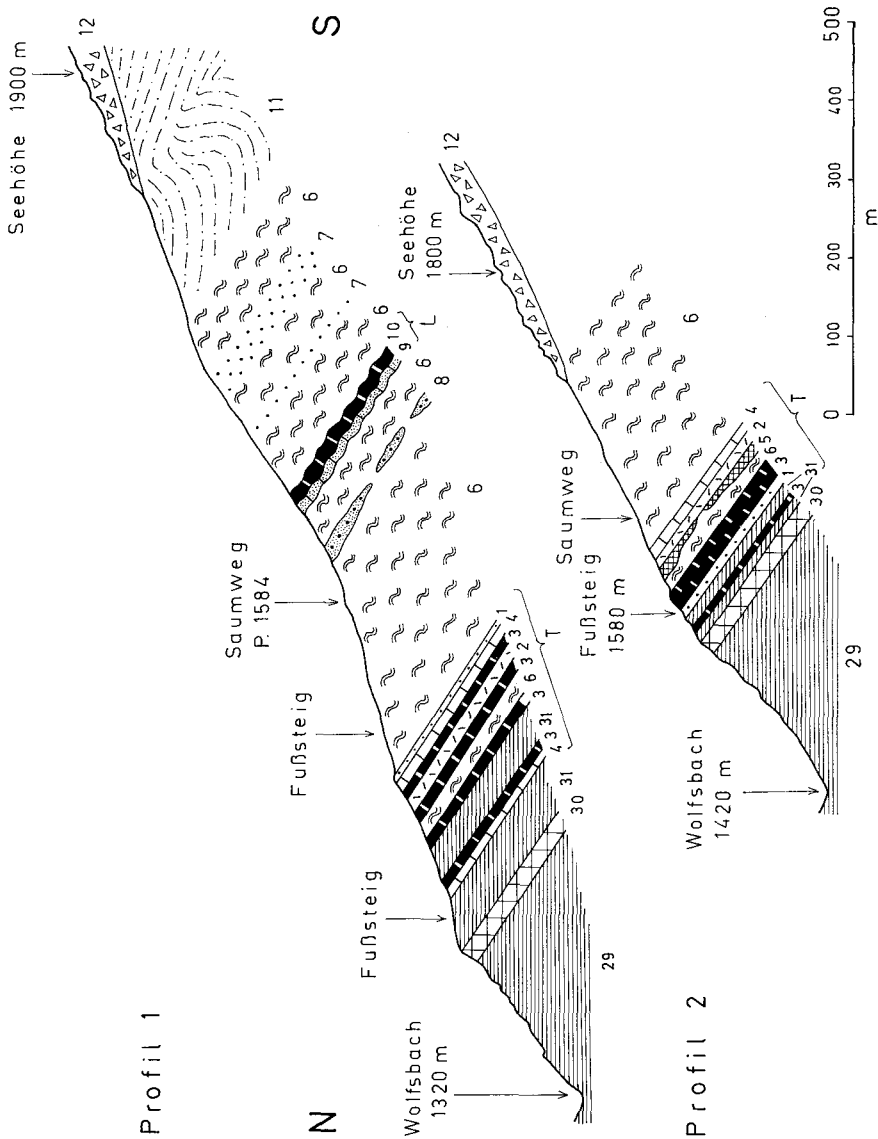


Abb. 9: Parallelprofile durch die E-Flanke des Wolfsbachtals, nördlicher Teil. Profil 1 folgt dem Wildbach bei P. 1584. Profil 2 folgt dem Wildbach nördlich der Buchstaben „Peter“ der Worte „St. Peter Wald“ der österreichischen Karte 1:50.000, Blatt Muhr. Zeichenerklärung siehe im Text!

### Profil 1 der Abbildung 9

Das Profil wurde im Jahre 1965 im selben Wildbachgraben bei P. 1584 im St. Peter Wald aufgenommen wie die Figur 6 der Tafel 5 aus der Arbeit EXNER 1942. Seit der ersten Aufnahme waren 27 Jahre verflossen. Es haben sich die Aufschlußverhältnisse in diesem wilden, von üppiger Vegetation überdeckten Rutschgebiet etwas verändert. Die Positionen der Tschaneckschollenzone (T) und der Lisabichlschollenzone (L) sind ersichtlich.

#### Obere Schieferhülle

Kalkglimmerschieferzug des Gipfels der Sternspitze, etwa 200 m mächtig (Signatur 29). Grünschiefer-Leitband (30). Kalkphyllit (31).

#### Hochpenninisch-unterostalpine Katschbergzone

3 m farbloser Dolomitmarmor (4). 2 m glimmerreicher Kalkmarmor (3). Kalkphyllit (31). 2 m glimmerreicher Kalkmarmor (3). Quarzphyllit (6). 4 m Kalkmarmor (3). 10 m Rauhwanke (2). 4 m Kalkmarmor (3). 10 m Dolomitmarmor, teilweise verquarzt (4). 3 m Quarzit (1). Quarzphyllit (6). Graphitquarzit-Lesesteine (8). Quarzphyllit (6). 10 m stark gefalteter, graphitischer Bändermarmor (9). 10 m farbloser Bändermarmor (10). Quarzphyllit (6). Quarzitlagen (7).

#### Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes

Glimmerschiefer (11). Bergsturzblockwerk aus Glimmerschiefer (12).

### Profil 2 der Abbildung 9

Dieses und die beiden folgenden Profile (Abb. 10) schließen an das soeben erläuterte Profil in südwestlicher Richtung parallel an.

#### Obere Schieferhülle

Kalkglimmerschieferzug des Gipfels der Sternspitze, etwa 200 m mächtig (29). 20 m Grünschiefer-Leitband (30). Kalkphyllit (31).

#### Hochpenninisch-unterostalpine Katschbergzone

Kalkmarmor (3). Kalkphyllit (31). 10 m Quarzit (1). 20 m Kalkmarmor (3). Quarzphyllit (6). Serpentin, verrutscht (5). Rauhwanke, verrutscht (2). Dolomitmarmor, verrutscht (4). Quarzphyllit, verrutscht (6).

#### Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes

Bergsturzblockwerk des oberostalpinen Glimmerschiefers (12).

### Profil 1 der Abbildung 10

#### Obere Schieferhülle

Kalkglimmerschieferzug des Gipfels der Sternspitze, etwa 200 m mächtig (29). 30 m Grünschiefer-Leitband (30).

#### Hochpenninisch-unterostalpine Katschbergzone

Quarzphyllit (6). 5 m Quarzit (1). 12 m Kalkmarmor (3). Quarzphyllit (6) mit Quarzitlagen (7). 0.5 m Kalkmarmor (3). Quarzit (1). Quarzphyllit (6).

#### Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes

Bergsturzblockwerk des oberostalpinen Glimmerschiefers (12).

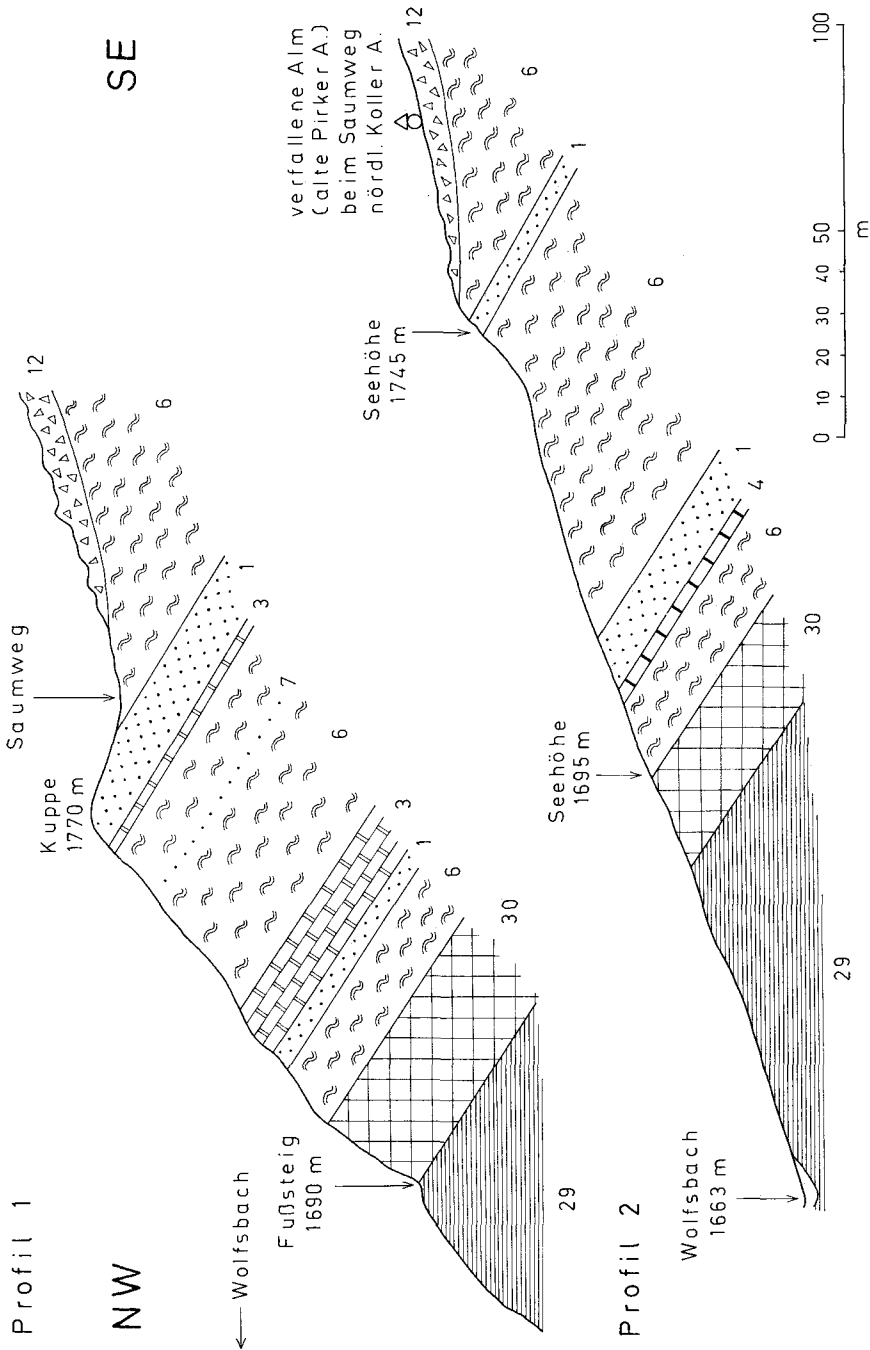


Abb. 10: Parallelprofile durch die E-Flanke des Wolfsbachtalles, südlicher Teil.

Profil 1 quert die Kuppe (Seehöhe 1770 m), 650 m nordnordöstlich der Koller Alm. Der Saumweg ist auf der österreichischen Karte 1 : 50.000 eingetragen. Profil 2 verläuft bei der verfallenen Almhütte. Sie befindet sich neben dem besägten Saumweg, 325 m nordnord-östlich der Koller Alm. Zeichenerklärung siehe im Text!

### Profil 2 der Abbildung 10

#### Obere Schieferhülle

Kalkglimmerschieferzug des Gipfels der Sternspitze, etwa 200 m mächtig (29).  
20 m Grünschiefer-Leitband (30).

## Hochpenninisch-unterostalpine Katschbergzone

15 *m* Quarzphyllit (6). 0-2 *m* gelblich anwitternder Dolomitmarmor (4). 10 *m* Quarzit (1). Quarzphyllit (6). 4 *m* Quarzit (1). Quarzphyllit (6).

## Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes

Bergsturzblockwerk des oberostalpinen Glimmerschiefers (12).

Die Katschbergserie streicht weiter zur Torscharte, wo man wiederum Tschaneckschollenzone, Katschberg-Quarzphyllit und Lisabichlschollenzone unterscheiden kann. Wiederum finden sich nahe der Basis hochpenninische Elemente (Kalkphyllit, Schwarzphyllit, Grünschiefer und Serpentin) als Einlagen in der Tschaneckschollenzone. Im Detail sind die Aufschlüsse bei EXNER 1942, p. 85 bis 91 mit Figur 7 und Abb. 5 der Tafel 2 beschrieben.

Während der Neuaufnahme im Jahre 1965 wurden in der Tschaneckschollenzone bei der Torscharte 2 Verwerfungen gefunden.

Die eine streicht mit nordwestlicher Richtung knapp nördlich P. 2415 über das Maltinger Alpl ins Lassörntal. Ihr NE-Flügel ist 30 *m* abgesunken und östlich P. 2415 verrutscht. Auf dem abgesunkenen Grünschiefer-Leitband östlich P. 2415 folgt die Tschaneckschollenzone mit Kalkphyllit, Serpentin, Dolomit, Quarzit und Katschberg-Quarzphyllit. Der SW-Flügel bildet die Hochscholle. Ihr gehört der stehengebliebene Pfeiler des Grünschiefer-Leitbandes der Kuppe P. 2415 und des isoklinalen SE-Hanges dieser Kuppe an. Darauf sitzt die Tschaneckschollenzone nördlich und nordöstlich der Torscharte mit Kalkphyllit, Serpentin, Grünschiefer, tektonischer Breccie, Kalk- und Dolomitmarmor, Quarzit und Quarzphyllit auf. Die Tschaneckschollenzone bildet hier eine verkehrte Schichtfolge analog den Verhältnissen am Tschaneck (Katschbergprofil nördlich der Lieser). An der Torscharte liegt nämlich ebenfalls unter dem Quarzphyllit Quarzit; darunter Dolomit- und Kalkmarmor. Auch die Profile der Abb. 9 und 10 scheinen die Existenz verkehrter Schichtfolge in der Tschaneckschollenzone des Wolfsbachtals anzudeuten.

Die zweite Verwerfung streicht westnordwestlich der Torscharte durch. Ihr S-Flügel ist etwa 20 *m* abgesunken. Der Katschberg-Quarzphyllit erreicht daher in der abgesunkenen Scholle den Kamm gegen das Maltinger Alpl. Die Tschaneckschollenzone bildet mit Dolomitmarmor, Grünschiefer und Serpentin unter diesem Katschberg-Quarzphyllit die höchsten Schrofen im Steilhang gegen das Maltinger Alpl.

Dem Katschberg-Quarzphyllit ist in höherem Niveau (östlich der Torscharte) die Lisabichlschollenzone eingelagert mit Aufschlüssen südöstlich und südsüdwestlich P. 1905. Sie besteht aus Kalkmarmor, graphitischem Bänderkalk, Eisendolomit, Quarzit und Graphitquarzit.

Eine Probe von Eisendolomit, welche ich im Jahre 1938 hier aufsammlte, wurde damals auf Grund chemischer Untersuchung durch Professor H. LEITMEIER als magnesit-hältiger Eisendolomit beschrieben (EXNER 1939, p. 302 bis 303; 1942, p. 90).

Die neuerliche Untersuchung von zwei Eisendolomitproben, welche ich im Zuge der Neuaufnahme im Jahre 1965 dem 5 *m* mächtigen, anstehenden Eisendolomit in Seehöhe 2030 *m*, in 600 *m* Horizontalabstand südsüdwestlich von P. 1905 entnahm, ergab bloß Dolomit. Diese Analyse wurde von Herrn Universitätsprofessor G. KAINZ im analytischen chemischen Institut der Universität Wien über Vermittlung von Herrn Professor H. BALLCZO durchgeführt. Beiden Herren sei auch an dieser Stelle bestens für ihre Mühe gedankt.

Die Analyse beschreibt Professor Kainz folgendermaßen:

„Die Gesteinsproben wurden zerkleinert und die angewitterten und von weißen Adern durchzogenen Stücke ausgesondert. Der verbliebene Rest wurde in einem Stahlmörser gepulvert.“

„Von diesem Pulver wurden Proben zu einer Ca-Mg-Bestimmung entnommen, ferner wurde der Glühverlust bei 1000° bestimmt. Geglüht wurde eine Stunde und noch eine halbe Stunde bis zur Gewichtskonstanz.“

„Die Probe wurde mit Salzsäure-Salpetersäure aufgenommen, zum Trocknen eingedampft und fünfmal mit Salzsäure abgeraucht. Silikat abfiltriert, Hydroxide mit Ammoniak gefällt. Ca und Mg durch Titration mit ÄdTE gegen Calcocarbonensäure bzw. Eriochromschwarz T bestimmt.“

„Werte:

Probe A: Ca: 20.33% (Mittel aus drei Bestimmungen)  
Mg: 11.70% (Mittel aus drei Bestimmungen)  
GV: 45.50% (Mittel aus drei Bestimmungen)

Probe B: Ca: 19.56% (Mittel aus drei Bestimmungen)  
Mg: 11.20% (Mittel aus drei Bestimmungen)  
GV: 44.67% (Mittel aus drei Bestimmungen)“

Die mineralogische Untersuchung und dementsprechende mineralogische Auswertung der chemischen Analyse (Probe B) wurden in sehr dankenswerter Weise von Frau Dr. S. SCHARBERT (Geologische Bundesanstalt Wien) durchgeführt. Frau Kollegin S. SCHARBERT untersuchte die Gesteinsprobe B röntgenographisch. Als Mineralbestand fand sie Dolomit, Chlorit und sehr wenig Kalzit. Bei rund 10% Unlöslichem (Chlorit) des chemischen Analysenganges stimmen die Werte der Analyse recht gut mit den theoretischen Werten für Dolomit überein.

Die Grenze vom Katschberg-Quarzphyllit zum altkristallinen oberostalpinen Glimmerschiefer des Nockgebietes (Hirneck und seine nähere Umgebung) ist nicht scharf. Die Grenzregion ist durch Diaphthorite nach altkristallinem Glimmerschiefer gekennzeichnet. Die eingetragene Grenzlinie auf der Karte kann nur als eine schematische Annäherung an den Verlauf der diaphthoritischen Grenzregion verstanden werden.

Auch die Hauptmasse des Granatglimmerschiefers des Hirnecks ist diaphthoritisch. Stellenweise sind typische Ultramylonite vorhanden. Außerdem finden sich im Glimmerschiefer Partien, die aus Chlorit-Serizit-Quarzphyllit bestehen und von den Katschberg-Quarzphylliten ununterscheidbar sind.

Im allgemeinen läßt sich aber der altkristalline Glimmerschiefer an den megaskopisch wahrnehmbaren Biotit- und Muskovittäfelchen erkennen. Wo auch Granat megaskopisch kenntlich ist, wurde dies auf der Karte mit der Signatur „Granatglimmerschiefer“ vermerkt. Im Gegensatz zu den Gesteinen des Tauernfensters kommen im oberostalpinen Altkristallin aberrante Strukturen (Lineationen, Faltenachsen und s-Flächen) vor, was schon im Gebiet des Hirnecks auffällt (W-fallende Faltenachsen und s-Flächen) und bei Betrachtung eines größeren Raumes im Nockgebiet (vom Verfasser durchgeführte Übersichtsbegehungen und Strukturmessungen in den östlich und südöstlich anschließenden Regionen des Nockgebietes) sehr deutlich in die Augen springt.

Eine mächtige Lage von Amphibolit, kleine Linsen von Chlorit-Karbonat-Schiefer und Paragneis (Hornblendegneis und Bändergneis) sind dem altkristallinen Glimmerschiefer eingelagert.

Unter dem Mikroskop erkennt man an der dem Katschberg-Quarzphyllit ähnlichen Phyllitlage im altkristallinen Glimmerschiefer des Gipfels P. 2162 den Mineralgehalt des Katschbergschiefers mit stark gefalteten, teilweise gequälten Chlorit-Serizit-Zügen, teilweise rekristallisiertem Quarz und mit den Nebengemengteilen: Apatit, Epidot, Turmalin und Opazit.

Der klein- bis mittelkörnige Amphibolit östlich P. 2162 in Seehöhe 2100 m besteht aus blaugrüner Hornblende, Biotit (in Umwandlung zu Chlorit begriffen), Epidot, Chlorit und Plagioklas (Typ I und II). Ferner: Magnetit, Titanit und Quarz.

Durch Zunahme von Feldspat und Quarz bei sonst gleichartigem Mineralbestand und Zunahme der Korngröße entwickeln sich an der W-Flanke des Luckatales Hornblende- und Bändergneise, die wie als Paragneis ausgeschieden haben und die intensiv mit dem Amphibolit verfalzt sind.

In der SSE-Flanke des Hirnecks ist eine 200 m lange und 70 m breite, nordnordöstlich verlaufende Linse mit „Trias“-Charakter der Schichtfolge aufgeschlossen (siehe das Profil der Abb. 11).

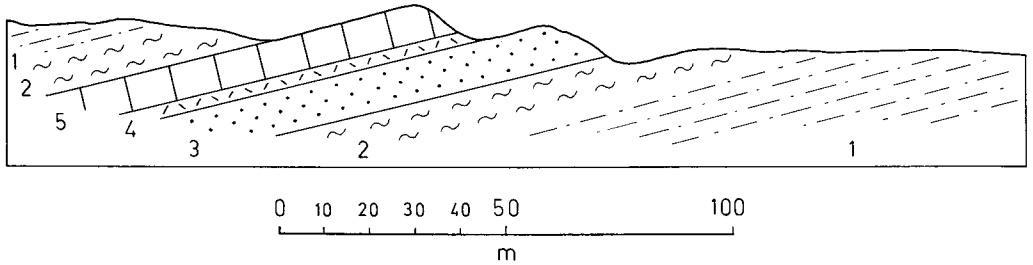


Abb. 11: Der Dolomitkeil im altkristallinen Glimmerschiefer des Nockgebietes. Hirneck-SSE-Flanke. Seehöhe 2100 m. Zeichenerklärung siehe im Text!

Auf dem altkristallinen oberostalpinen Granatglimmerschiefer (Signatur 1 der Abb.11) folgt diaphthoritische Glimmerschiefer (2). Konform darüber lagert 5 bis 10 m mächtiger, glimmerarmer Buchsteinquarzit (3) als prächtiger Stengeltekonit. Die horizontale Faltenachse streicht N 80° E. Darüber folgen 2 bis 3 m mächtige, typische Rauhacke (4) und 5 bis 8 m mächtiger, farbloser, feinkristalliner Dolomit (5). Diaphthoritische (2) und gewöhnlicher Granatglimmerschiefer (1) schließen die Linse gegen oben ab.

Vielleicht handelt es sich um eine deformierte Syncline von oberostalpinen Trias in der Position der nicht weit entfernten Stangalpen-Trias, welche linsenförmig zwischen Granatglimmerschiefer eingequetscht wurde.

### 13. Profil der Dolomitspitze (Abb. 12)

Der aus weithin sichtbarem weißem Dolomitmarmor („Trias“ der Schrovín-Einheit) bestehende Gipfel zwischen Stern- und Wandspitze entsendet nach N einen prächtig aufgeschlossenen Felsgrat. Der Gipfel ist nach meiner Barometerablesung etwa 2488 m hoch. Er hat auf der Österreichischen Karte 1 : 50.000 (Blatt Muhr, Nr. 156) und auch in den älteren Kartenwerken weder Kote noch Namen. Die Einheimischen nennen ihn Weißeck. Um Verwechslungen mit den anderen Weißeck-Bergen unseres Raumes zu vermeiden, nenne ich den Gipfel: „Dolomitspitze“.

Es folgen von unten nach oben übereinander:

#### Kareckserie

Phyllonitgneis (1). s: N 70 E/27 S. Alte Lineation (Elongation der Glimmer und Feldspate): N 150 E/26 S. Achse der jungen Knitterung: N 45 E/23 SW. Prasinit (2): s: N 65 E/17 SE.

#### Murtörlserie

Zirka 80 m Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (3): s: N 40 E/30 SE. Faltenachse: N 160 E/18 S.

#### Schrovín-Einheit

Chlorit-Serizit-Schiefer mit Albitporphyroblasten (4): s: N 48 E/25 SE. Lineation: N 140 E/25 SE. 2 m dunkler Schiefer mit Albitporphyroblasten (5). 4 m Phengitquarzit (6). Die Accessorien dieses Quarzites sind Apatit, Magnetit und Zirkon (? Monazit). 2 m Phengitquarzit mit linsenförmig gelängten Quarzgeröllen und mit Fuchsit (7).

N Nordgrat der Dolomitspitze S | WNW Kamm zwischen Dolomit- ESE  
 und Sternspitze

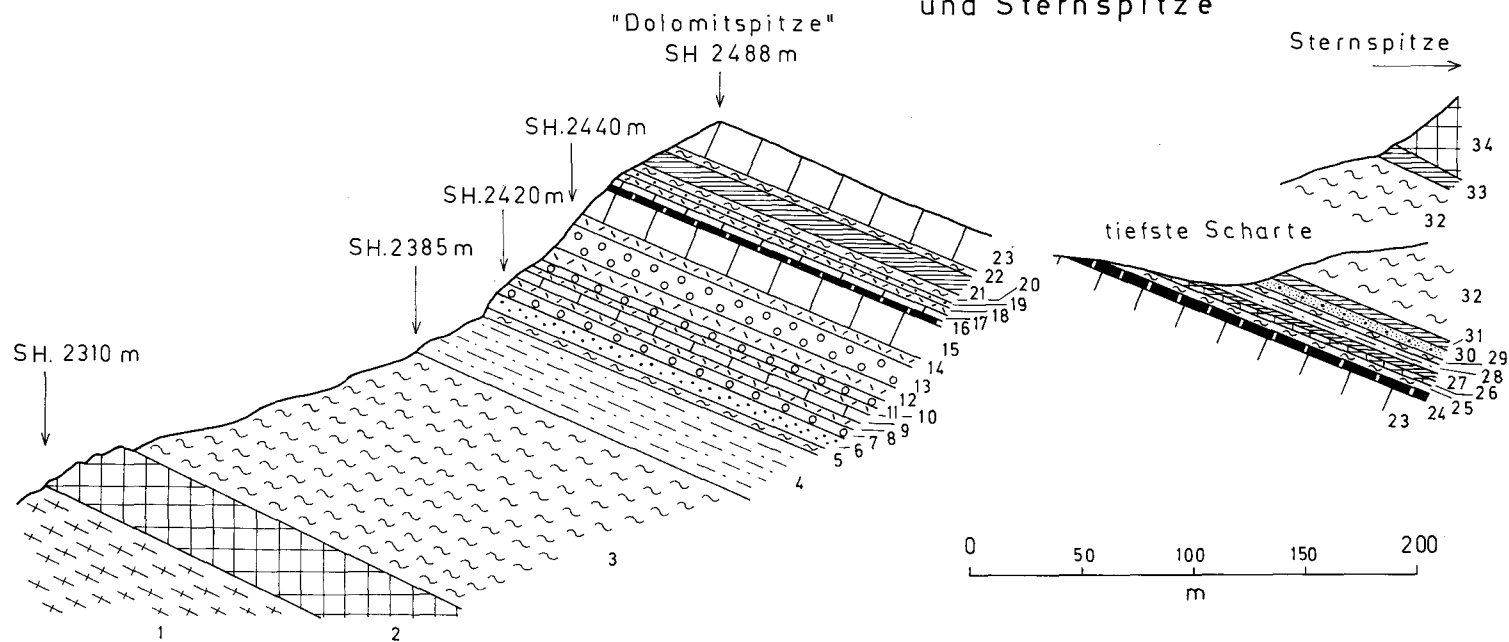


Abb. 12: Dolomitspitze. Unbenannter Gipfel der österreichischen Karte 1:50.000 zwischen Stern- und Wandspitze.  
 Zeichenerklärung siehe im Text!

In streichender Fortsetzung dieser Quarzite finden sich auch Phengit-Arkosequarzite mit 3 mm großem Feldspat und 4 mm langem Turmalin. Sie stehen knapp unter der tiefsten Scharte (Seehöhe 2460 m) des Grates zwischen Dolomit- und Wandspitze an. Sie erreichen den Grat, der von dort zur Wandspitze verläuft, in Seehöhe 2480 m.

1.5 m Rauhwanke (8). 3 m Dolomitschiefer (9). 1 m Rauhwanke (10). 2 m Phengitquarzit mit Quarzlinsen (11). 3 m Rauhwanke (12). 6 m Phengitquarzit mit Quarzlinsen (fragliche Gerölle) und mit Turmalin (13): s: N 55 E/30 SE. Faltenachse: N 150 E/30 S. 3 m Rauhwanke (14). 8 m grauer Dolomitmarmor mit 2 mm großen Hellglimmerblättchen (15). 2 m Kalkmarmor (16): s: N 65 E/25 SE. Lineation: N 160 E/24 S. 2 m gelblich anwitternder Dolomitmarmor (17). 1.5 m Rauhwanke (18). 0.4 m Serizitquarzit (19).

#### Schwarzphyllit-Schuppe

2 m Schwarzphyllit mit Albitporphyroblasten und mit Graphitphyllit (20). 5 m Kalkglimmerschiefer (21). 2 m Schwarzphyllit (22).

#### Schrovin-Einheit

8 m grauer und farbloser, gelblich anwitternder Dolomitmarmor mit bis 4 mm großen Hellglimmern des Gipfels der Dolomitspitze (23): s: N 87 E/23 S. Lineation: N 170 E/23 S. 1 m Kalkmarmor (24).

#### Brennkogelserie

3 m Schwarzphyllit (25). 0.5 m Chlorit-Serizit-Albitschiefer, wahrscheinlich tuffitische Prasinit (26). 1 m Kalkglimmerschiefer (27). 5 m Serizit-Chlorit-Albit-Karbonat-Schiefer (28). Schwarzphyllit mit Kalkschieferbändern (29). 3 m Graphitquarzit (30). 2 m Kalkglimmerschiefer (31). 30 m Schwarzphyllit (32).

#### Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie

3 m Kalkglimmerschiefer (33). Etwa 100 m Grünschiefer (34). In der Scharte unter dem Gipfel der Sternspitze (Sternspitze-W-Grat) wird dieser Grünschiefer von einer steilen Störung mit Harnisch und eisenreichem Kluftmylonit gequert.

Die Serizit-Chlorit-Albit-Schiefer (26 und 28) möchte ich als eventuell tuffitische Lagen den Prasiniten der Bündnerschiefer zuteilen. Früher faßte ich sie (EXNER 1942, p. 64) als tektonische Wiederholung der Basisserie (Glimmerschiefer-Quarzit-Serie) auf und konstruierte hier eine „Wandspitzschuppe“. Diese besteht in dieser Form nicht zurecht, sondern beschränkt sich auf die Querfaltung in den Albitschiefern der Wandspitze, welche das Auskeilen der „Trias“ dort bedingt (siehe unten!).

#### 14. Die „Trias“ in den Karwänden zwischen Stern- und Dolomitspitze

Die Wände im Kar geben wegen Hangrutschungen keine so exakten Profile wie die das Kar einfassenden Felsgrate, welche auf Abb. 8 und 12 dargestellt wurden. Trotzdem sei zur Ergänzung noch das Profil durch die Karwand östlich der großen Schuttrinne von unten nach oben angeführt:

##### Murtörlserie

Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten in Seehöhe 2330 m.  
2 m Prasinit

##### Schrovin-Einheit

2.5 m Rauhwanke  
0.5 m Phengitgneis mit Feldspat-Augen  
1.8 m Phengitquarzit mit Quarzlinsen (? Geröllen)  
3.5 m Phengitgneis  
0.5 m Phengitquarzit mit Quarzlinsen (? Geröllen)  
1 m Rauhwanke  
3 m Dolomitmarmor  
1.5 m Rauhwanke (Seehöhe 2345 m)



10 m Kalkmarmor: s: N 55 E/26 SE. Alte Lineation: N 155 E/30 S. Achse der jungen Knitterung:  
 N 48 E/16 SW  
 20 m Dolomitmarmor  
 5 m Rauhwanke  
 25 m Dolomitmarmor

Brennkogelserie

Schwarzschiefer mit Graphitquarzit in Seehöhe 2370 m.

15. Das Auskeilen der „Trias“ in der Ostflanke der Wandspitze

Unmittelbar nördlich und südlich unter dem E-Grat der Wandspitze sieht man in Seehöhe 2515 m die „Trias“ (Dolomit- und Kalkmarmor) keilförmig gegen W schmaler werden und im Phengitgneis der Schrovín-Einheit auskeilen. Da die Faltenachsen hier N—S streichen, handelt es sich um eine Querfalte, welche das abrupte Ende des „Trias“-Zuges bedingt.

Das Gestein im Liegenden und Hangenden des „Trias“-Keiles der Wandspitze-E-Flanke bildet auch den Sockel der Wandspitze und ist weiterhin ins Maltinger Alpl zu verfolgen. Es handelt sich um Mikroklin-Albit-Phengit-Quarz-Gneis bis -Schiefer, teils um Albit-Phengit-Quarz-Schiefer der Schrovín-Einheit. Auf den s-Flächen sind unverletzte, 14 mm lange Turmalinsäulchen (Porphyroblasten) zu beobachten.

Die Feldspatäugen erreichen 7 mm Größe. Es handelt sich um hart gegitterten, perthitfreien bis perthitarmlen Mikroklin mit klastischer Begrenzung und ohne Zwillinge; ferner um Albite des Typus Plag II und I. Phengit zeigt starken Pleochroismus. Auch Querphengit ist vorhanden. Accessoria: Apatit, Opazit, Karbonat und Zirkon (? Monazit).

Charakteristischerweise fehlt in diesen phengitführenden Gesteinen Chlorit. Es scheint das Vorkommen von Phengit besonders an die chloritfreien, auch biotit- und epidotfreien Gesteine gebunden zu sein. Der Eisengehalt kann in solchen Gesteinen nicht in Chlorit, Biotit oder Epidot eingehen, sondern ist im Hellglimmer als Phengit enthalten.

Die Serizit-Chlorit-Albit-Quarz-Schiefer des Wandspitze-Gipfels selbst (ebenfalls Schrovín-Einheit) demonstrieren das Fehlen des Phengits im chlorit- und epidothältigen Gestein.

In den folgenden Profilen fehlt die karbonatische „Trias“ in der Schrovín-Einheit. Die Bündnerschiefer des Deckensystems der Oberen Schieferhülle liegen unmittelbar auf dem Serizit-Chlorit-Albit-Quarz-Schiefer der Schrovín-Einheit.

16. Der Kamm Wandspitze—Poisneggspitze (Profil 1 der Abb. 13)

Von unten nach oben folgen übereinander:

Kareckserie

Migmatitgneis: Aplit- und Granitgneis in lagiger Abwechslung mit Amphibolit und Prasinit. Das Gestein ist nach oben zunehmend phyllonitisiert (1). 0.5 m Quarzit, hervorgegangen aus Gneisphyllonit (2).

Murtörlserie

17 m Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten in Wechsellagerung mit Prasinit (3). Nähere Gliederung siehe Abb. 7! 100 m Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (4).

Schrovín-Einheit

40 bis 100 m Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer mit Albitporphyroblasten (5). In den tieferen Lagen Phengitschiefer und Phengitgneis.

Der Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer enthält 6 mm große Albitrundlinge. Sie enthalten unverlegte und verlegte Einschlußzüge von Opazit, Quarz, Hellglimmer, Chlorit und Epidot. Nebengemengteile sind Granat (3 mm große Porphyroblasten), Magnetit (1.5 mm) und rhomboedrisches Karbonat (3 mm). Accessoria: Epidot (Zonarbau), Opazit, Apatit und Zirkon (? Monazit).

WNW | ESE | N 30° W

S 30° E

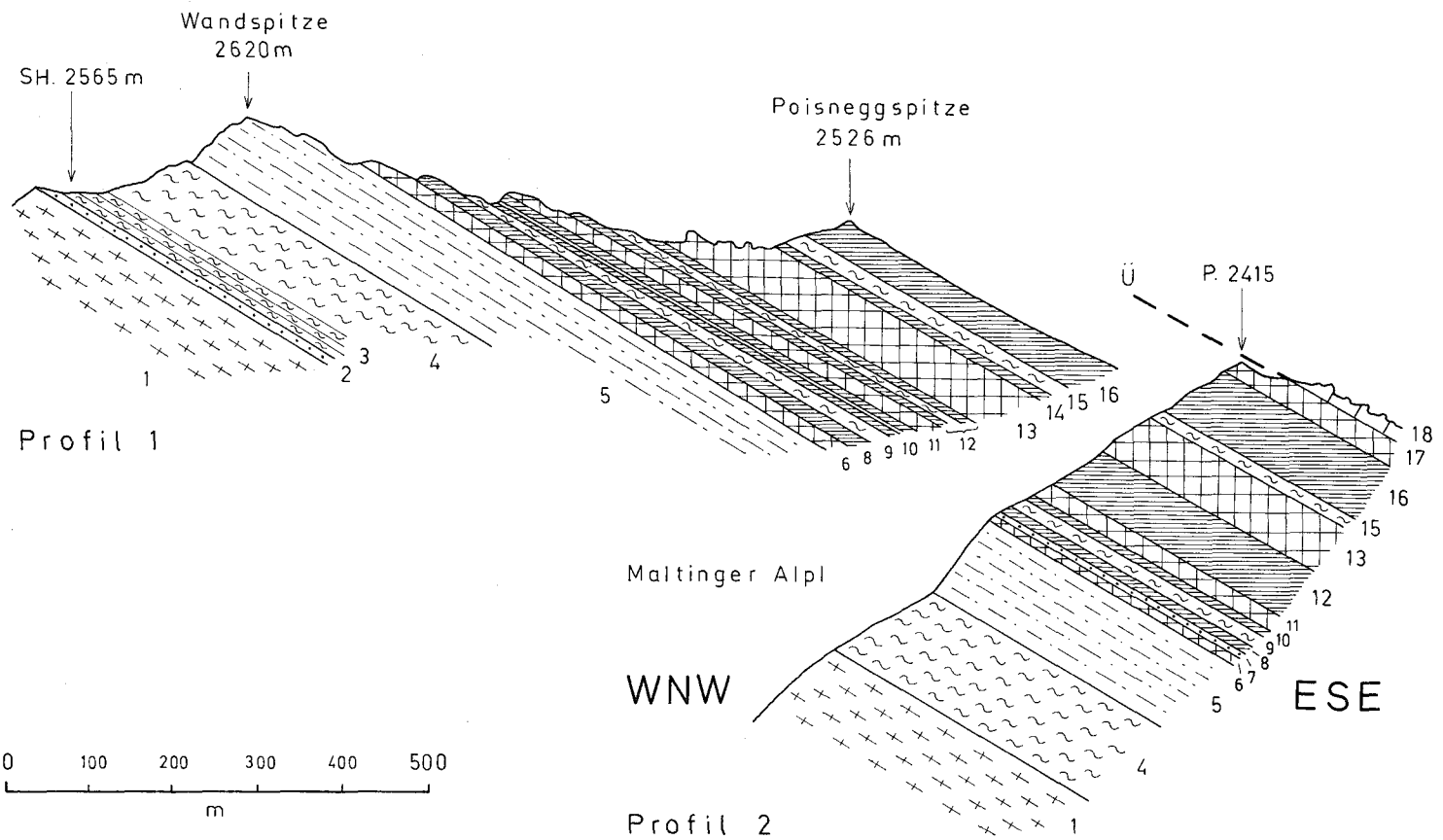


Abb. 13: Profile: Wandspitze und Maltinger Alpl. Zeichenerklärung siehe im Text!

### Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie

6 *m* Prasinit (6). 10 *m* Kalkglimmerschiefer (8): s: N 68 E/32 SE. 10 *m* Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (9). 4 *m* Kalkglimmerschiefer; 1.5 *m* Grünschiefer und 1.5 *m* Kalkglimmerschiefer (zusammengefaßt als Nr. 10). 30 *m* Grünschiefer (11): s: N 73 E/27 S. Alte Faltenachse (Elongation von Chlorit): N 140 E/27 SE. Achse der jungen Knitterung: N 45 E/8 SW. 10 *m* Kalkglimmerschiefer; 3 *m* Schwarzphyllit und 3 *m* Kalkglimmerschiefer (zusammengefaßt als Nr. 12). 100 *m* Grünschiefer (13): s: N 33 E/25 SE. Faltenachse: N 145 E/25 SE. 3 *m* Kalkglimmerschiefer (14). 10 *m* Schwarzphyllit (15). 40 *m* Kalkglimmerschiefer (16) am Gipfel der Poisneggspitze.

#### 17. Profil vom Maltinger Alpl zu P. 2415 (Profil 2 der Abb. 13)

Von unten nach oben folgen übereinander:

Kareckserie

Migmatitgneis (1).

Murtörlserie

Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten, biotitführend (4). Siehe Beschreibung auf Seite 52!

Schrovin-Einheit

Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer mit Albitporphyroblasten und mit Albitgneis (5).

Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie und hochpenninische Matreier-Zone

5 *m* Grünschiefer (6). 1 *m* Quarzit (7). 6 *m* Kalkglimmerschiefer (8). 8 *m* Schwarzschiefer (9). 3 *m* Kalkglimmerschiefer (10). Grünschiefer (11). Lesesteine von Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit (12). Grünschiefer (13). 15 *m* Schwarzphyllit (15). 70 *m* Kalkglimmerschiefer (16). Grünschiefer (17). An der Torscharte ist dieser Grünschiefer mit Serpentin vergesellschaftet und postkristallin deformiert. Beide erreichen zusammen 35 *m* Mächtigkeit.

Unterostalpine Tschaneckschollenzone

Trias-Dolomitmarmor (18).

## 2. Das Gebiet zwischen Mur- und Liesertal

Auf Blatt Muhr (Nr. 156) der Österreichischen Karte 1:50.000 ist nur ein kleiner Teil der peripheren Oberen Schieferhülle im Gebiete südlich Gantal, am Kareck-ESE-Kamm bei Brandleiten und auf den Eckwiesen aufgeschlossen. Katschbergzone und oberostalpinen Altkristallin sind in diesem Gebiete auf den Bereich von Blatt Tamsweg (Nr. 157) beschränkt und bleiben deshalb hier außerhalb der Betrachtung. Diesbezüglich sei auf die älteren Beschreibungen verwiesen (EXNER 1942 und 1953).

#### 21. Das Profil des Kareck-ESE-Kammes zwischen Brandleiten und dem E-Rand von Kartenblatt Muhr (Abb. 14)

Von unten nach oben folgen übereinander:

Kareckserie

Phyllonitischer Migmatitgneis (1). Chlorit-Muskovit-Phyllonit (2). Muskovitgneis-Phyllonit (3). 1 *m* Knollenquarzit (4). Die Knollen bestehen aus Quarzlinzen.

Murtörlserie

Schiefer mit Albitporphyroblasten und mit 1 *cm* langen Turmalinsäulchen. Ferner Serizitschiefer mit Chloritporphyroblasten (5).

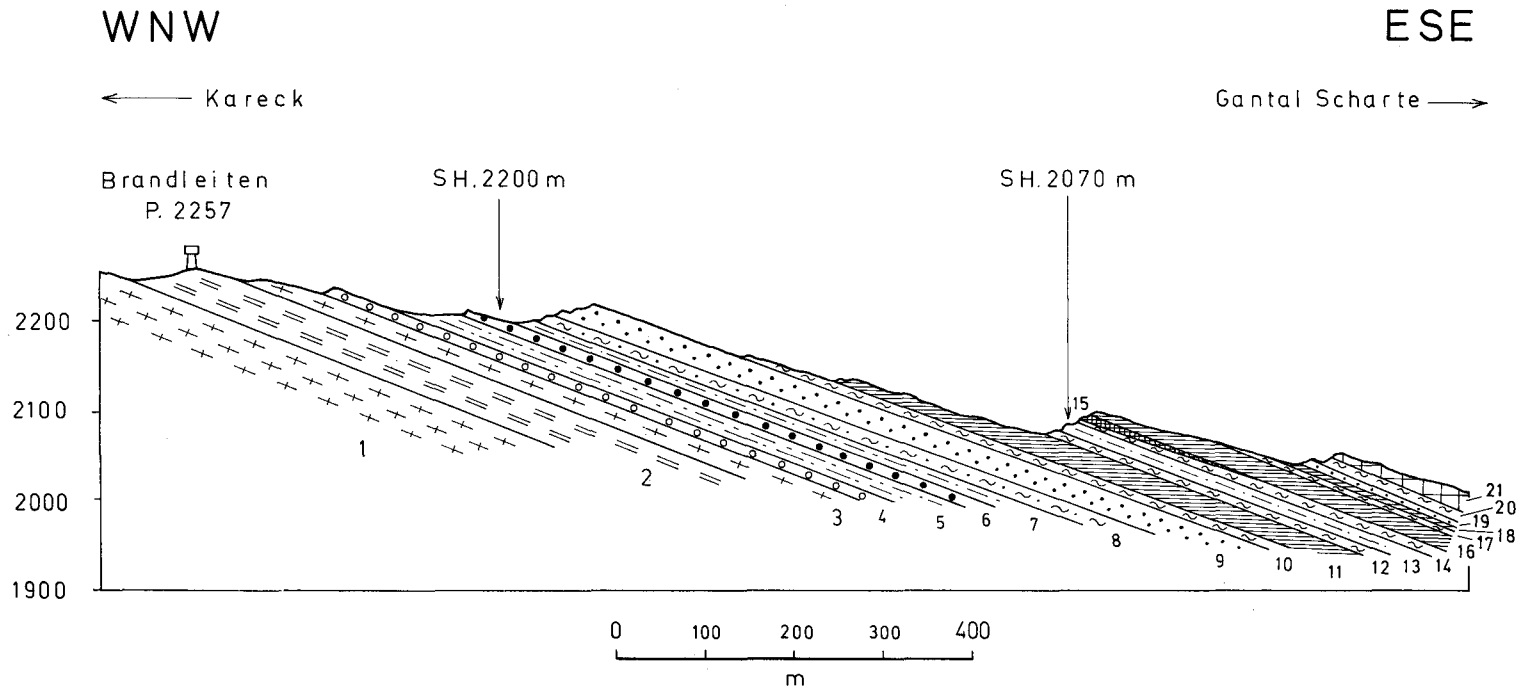


Abb. 14: Das Profil des Kareck-ESE-Kammes zwischen Brandleiten und dem E-Rand von Kartenblatt Muhr.  
Zeichenerklärung siehe im Text!

### Schrovin-Einheit

Phengitgneis (6). Es handelt sich um Mikroklin-Phengit-Quarz-Gneis und um Albit-Phengit-Quarz-Schiefer. Die nur einige Meter mächtige Gesteinslage zieht in großer Regelmäßigkeit nach N ins Gantal südlich P. 1830 und in den Bereich von Blatt Tamsweg (Arkosequarzit mit Quarzgeröllen im Steinbruch, 600 *m* nördlich von Hanslhütte).

Nach S ist die Gesteinslage ebenfalls in großer Regelmäßigkeit über die Wiesenhänge südlich und südöstlich P. 1988 in den Fallbachgraben (Seehöhe 1350 *m*) auf Blatt Tamsweg zu verfolgen.

Der Mikroklin-Phengit-Quarz-Gneis zeigt 4 *mm* große, zertrümmerte, hart gegitterte, perthitarme bis perthitfreie, einschlußfreie Mikroklin-Kristallaugen. Mitunter finden sich Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz. Phengit ist auch als Querphengit entwickelt. Quarz ist in s gelangt. Ferner: Apatit, Opazit, Zirkon (? Monazit) und Karbonat.

Der Albit-Phengit-Quarz-Schiefer weist analoge Ausbildung auf. Die 4 *mm* großen Kristallaugen bestehen hier jedoch aus Plag I und II, die helizitische Einschlußzüge aus Quarz und Phengit führen.

### Tektonische Schuppen

Prasinit (7). Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten (8). Tafelquarzit (9). Die ältere Lineation (Elongation der Hellglimmer) wird von einer jüngeren Knitterfaltung überprägt, die entfernte Ähnlichkeit mit Rippelmarken hervorruft, jedoch eine sekundäre gesteinsmetamorphe tektonische Aufprägung darstellt, welche eindeutig jünger ist als die ältere Lineation. Die Pseudo-Rippelmarken sind gut aufgeschlossen auf Blatt Tamsweg an der Straße von der Katschberghöhe zum Gasthof Almfried, in Seehöhe 1760 *m*, zirka 500 *m* nordnordöstlich Pritz Alm. Der Quarzit ist teilweise als Phengitquarzit entwickelt und führt auch Quarzgerölle.

Schwarzphyllit (10). Kalkglimmerschiefer (11). Schwarzphyllit (12).

Es folgt nochmals eine Schuppe von Schrovin-Einheit: 3 *m* Feldspat-Quarz-Phengit-Schiefer; darüber Schwarzschiefer mit Albitporphyroblasten und Quarzit (13). Auf Grund dieser tektonischen Wiederholung habe ich seinerzeit hier die „Wandspitzschuppe“ konstruiert, die ich aber heute fallenlassen möchte, da sie nicht von der Wandspitze bis hierher tatsächlich durchverfolgbar ist.

Die der Schrovin-Einheit zugehörige karbonatische „Trias“ fehlt im vorliegenden Profil des Kareck-ESE-Kammes. Sie findet sich aber in der entsprechenden tektonischen Position auf Blatt Tamsweg im Fallbachgraben (nordöstlich Oberdorf) in Seehöhe 1450 *m* als Rauhwacke (0·5 *m*) und Dolomit (3 *m*). Ihre Fortsetzung bildet der oben genannte Dolomitzug von Bron, südlich der Lieser.

### Brennkogelserie

Schwarzphyllit (14). 0·3 *m* Aktinolithfels (15) als Serpentinbegleitgestein. In streichender Fortsetzung auf Blatt Tamsweg steht Serpentin mit Talkschiefer im Fallbachgraben an. Er bildet die Fortsetzung des Serpentin vom Steinbruch Peitler.

### Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie

Kalkglimmerschiefer (16). Schwarzphyllit (17). Kalkglimmerschiefer (18). Quarzit (19). Schwarzphyllit (20) und Grünschiefer (21).

## V. Obere Schieferhülle südlich der Linie Zederhausbach—Weißgrubenscharte

Es handelt sich vor allem um das Gebiet zwischen Mur und Zederhausbach sowie um die kleinen Bereiche: Zalussenkar—Roßkar südlich der Mur und Haselloch—Schierneck—Weißgrubenscharte westlich des Hinteren Riedingbaches.

## 1. Schrovin-Einheit

Die Schrovin-Einheit erreicht im Gebiete Zickenberg—Grandnasen—Schrovin-kopf—Großeck—Brettereck ihre maximale Entwicklung in der Hafnergruppe. In diesem Abschnitt baut sie die Kammregion des Bergzuges zwischen Mur- und Zederhaustal auf. Infolge tektonischer Schuppung beträgt ihre Mächtigkeit hier 200 bis 300 m.

Als schmales Gesteinsband setzt die Schrovin-Einheit nach W fort: Wastal Alm—Balonspitze—Helm—Lanschütz—Roßfallgraben—Zalussen Alm. Dann erfolgt nördlich der Frischinghöhe die schon auf Seite 49 erwähnte tektonische Verkeilung mit der Murtörlserie und die vermutliche Fortsetzung in die Granitgneislamelle des Frischinghöhe-N-Grates.

Längs der gesamten Erstreckung liegt die Schrovin-Einheit auf der Murtörlserie und unter den Bündnerschiefern des Deckensystems der Oberen Schieferhülle.

### 11. Gesteinsfolge

Trotz des tektonischen Schuppenbaues läßt sich folgende primäre Gesteinsfolge von unten nach oben erkennen:

Zentralgranitgneis

Regressiv metamorphe Blastomylonite aus dem Alten Dach des Zentralgranits

Arkosegneise und Arkosequarzite (? Perm)

Geröllquarzit mit bis 5 cm großen, in Richtung der Faltenachse gelängten Quarzgeröllen

Tafelquarzit („Permo-Skyth“)

Rauhwaacke mit Aggregaten von Hellglimmer („Trias“)

Grauer, gering metamorpher Dolomit (ähnlich dem Triasdolomit der Radstädter Tauern) und zuckerkörniger farbloser, gelb anwitternder Dolomitmarmor

Grauer Kalkmarmor mit dunklen, gröber kristallinen Kalzitaggregaten (fossilverdächtig, analog Kalkmarmor am Hochtor, siehe: Sonnblick-Erläuterungen, p. 98)

Darüber folgen die Bündnerschiefer, teilweise mit Brennkogelserie: Karbonatquarzit, Schwarzphyllit und Dolomitbreccie (Linsen von grauem Dolomit und farblosem Quarzit in kalkschieferiger Matrix)

### 12. Gliederung der Schrovin-Gneise

Zunächst sehen sie sich alle recht ähnlich. Auf Grund feldgeologischer Erfahrung und petrographischer Untersuchung möchte ich aber doch den Versuch unternehmen, sie folgendermaßen zu gliedern und genetisch einzustufen:

#### 121. Eindeutiger Zentralgranitgneis

Mikroklin-Plagioklas-Quarz-Phengit-Augengranitgneis baut die Gneislamelle des Frischinghöhe-N-Grates auf. Sie erreicht 50 m Mächtigkeit und ist im Streichen 2 km lang aufgeschlossen von der Schmalzgrube (nördlich Jagdhaus P. 1843) bis zum Zalussenkar. Es handelt sich um ebenflächig parallelschieferigen, grünen (phengitreichen), mittelkörnigen, blastomylonitischen Augengranitgneis. Die Augen bestehen vorwiegend aus Kalimatronfeldspat. Selten sind sie bis 2 cm, in der Regel nur einige Millimeter groß. Mikroskopisch wurden drei Proben untersucht, die von folgenden Fundorten stammen: Frischinghöhe-N-Grat (P. 2445 und Scharte in Seehöhe 2400 m) und Zalussenkar (Seehöhe 2235 m). Siehe Abb. 16!

Der Knaf ist Aderperthit mit harter Mikroklingsitterung, Einschlüssen von gefülltem Plagioklas und mit den Erscheinungen mechanischer Beanspruchung und Kornzerfalles. Plagioklas ist vorwiegend als Plag III entwickelt mit 2 bis 4% Anorthitgehalt, Füllungstypus B mit grünlichen Hellglimmermikrolithen (? Phengit) und häufig einschlußfreiem Randsaum. Auch Plag II und I sind vorhanden. Plag III zeigt Kornzerfall und mitunter verbogene Zwillinglamellen. Quarz besitzt stellenweise Böhmsche Streifung. Der Phengit zeichnet sich durch Pleochroismus von farblos bis hellgrün aus.

Ferner: Biotit (hellgelblich bis grünbraun), Chlorit (sekundär nach Biotit). Orthit (mit Klinozoisit-saum), Epidot, Titanit, Karbonat, Opazit, Apatit und Zirkon (? Monazit).

## 122. Regressiv metamorphe Blastomylonite aus dem Alten Dach des Zentralgranits

Prasinitähnliche Gesteine mit Quarz und Serizit, biotitreiche Albitgneise, Albitschiefer mit Magnetitporphyroblasten, Albitporphyroblastengneis und Albitporphyroblastenschiefer erreichen am Großeck und Brettdeck infolge tektonischer Anschoppung 200 m Mächtigkeit. Mit geringerer Mächtigkeit bilden sie längs 18 km im Streichen das ununterbrochene Leitband der Schrovin-Einheit von der östlichen Blattgrenze am Zickenberg bis zum Frischinghöhe-N-Grat.

Das mega- und mikroskopische Erscheinungsbild dieser Gesteine entspricht den regressiv metamorphen Blastomyloniten in der Storz- und vor allem in der Kareckserie. Während in Kareck- und Storzserie die Übergänge von den Gesteinen des Alten Daches zu den in Frage stehenden Blastomyloniten gut kenntlich sind, ist das in der Schrovin-Einheit nicht mehr der Fall. Intensive alpidische Zerseherung und Umkristallisation haben die Reliktstrukturen weitgehend zerstört.

So wie in Storz- und Kareckserie enthalten die albitreichen Blastomylonite der Schrovin-Einheit teils kieselsäureärmere Typen mit Chlorit, Epidot, Magnetit, Biotit, Karbonat zusätzlich zu dem Hauptgemengteil Albit mit oder ohne Serizit und Quarz. Es mag sich dabei um differentiell enorm durchbewegte und epizonal alpidisch rekristallisierte Paragneise, Amphibolite und Migmatite des Alten Daches des Zentralgranits handeln. Teils bestehen die Blastomylonite aus kieselsäurereicheren Typen mit Albit, Serizit, Phengit und Quarz. Diese bilden die farblosen bis grünlichen Albitgneise und Albitschiefer. In ihnen erreichen die Albitblasten ihre maximale Größe (Albitkristallaugen von 1 cm Durchmesser!) und ihren maximalen Anteil am Volumen des betreffenden Gesteines, das dann stellenweise zum größten Teil nur noch aus großen runden und eiförmigen oder augenförmigen Albitblasten besteht, während Hellglimmer und Quarz volumsmäßig zurücktreten. Diese Albitporphyroblastengneise und Albitporphyroblastenschiefer sind wohl aus kieselsäurereicheren Lagen des Alten Daches des Zentralgranits (saure Vulkanite, kieselsäurereiche Paragneise) im Zuge von Phyllonitisation, metamorphem Stoffumsatz mit Na-Konzentration aus dem umgebenden Material des Alten Daches und kräftiger epizonaler alpidischer Rekristallisation entstanden.

Im folgenden beschreiben wir die beobachteten Gesteinstypen:

Albitgneise und Albitschiefer vom Gipfel des Großecks, aus der steilen Großeck-N-Flanke, vom Großeck-NE-Kamm und von der Fortsetzung dieser mächtigen Entwicklung am Kendlspitze-NE-Kamm haben ein recht kompaktes prasinitisches Aussehen mit reichlich Epidot und Chlorit. Da sie als Hauptgemengteile jedoch auch Serizit und Quarz enthalten, bezeichne ich sie als prasinitähnliche Gesteine mit Quarz und Serizit. In der Kareckserie (Seite 43) sind uns bereits analoge Zwischentypen zwischen eigentlichen Albitgneisen und eigentlichen Prasiniten begegnet.

Albit-Muskovit-Chlorit-Quarz-Gneis vom Gipfel des Großecks.

Hauptgemengteile: Albit (Porphyroblasten. Plag I. Verlegte Einschlußzüge von länglichem Quarz und Opazit), Muskovit, Chlorit und Quarz.

Ferner: Opazit, Epidot, Turmalin, Apatit und Zirkon (? Monazit).

Albit-Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer vom Großeck-NE-Kamm zeigt den gleichen Mineralbestand, jedoch blättrige Textur (Schiefer). Der Hellglimmer bildet seidige Überzüge auf s (Serizit). Chlorit formt einige Millimeter große Porphyroblasten.

Albit-Epidot-Serizit-Chlorit-Quarz-Gneis aus der Großeck-N-Flanke in Seehöhe 2110 m.

Hauptgemengteile: Albit (3 mm große Porphyroblasten. Plag I. Verlegte Einschlußzüge von länglichem Quarz und Opazit). Epidot (2-5 mm große Porphyroblasten, häufig korrodiert. Einschlußzüge von Opazit). Serizit. Chlorit (6 mm große Porphyroblasten). Quarz.

Ferner: Karbonat, Opazit, Apatit und Zirkon (? Monazit).

Albit-Epidot-Karbonat-Serizit-Chlorit-Quarz-Gneis. Derselbe Fundpunkt wie vorgenanntes Gestein. Quarzadern in diesem recht massigen Gestein zeigen Salbänder von Epidosit und führen 1 cm große Epidotkristalle. Karbonat ist Hauptgemengteil. Der übrige Mineralbestand entspricht dem vorgenannten Gestein.

Albit-Epidot-Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer vom Kendlspitze-NE-Kamm. Ebenflächige Schiefertextur.

Hauptgemengteile: Albit (4 mm große Porphyroblasten. Plag I. Verlegte Einschlußzüge von länglichem Quarz. Poikilitische Einschlüsse von Opazit, Epidot und Serizit). Epidot (korrodierte Umrißformen. Einschlüsse von Opazit). Serizit, Chlorit. Quarz (Quarz-in-Karbonat-Gefüge zeigt nicht undulösen Quarz).

Ferner: Karbonat, Opazit, Apatit und Zirkon (? Monazit).

Am N-Pfeiler des Grobeck-NE-Kammes entwickeln sich durch das Zurücktreten von Quarz bei sehr reichlichem Auftreten von Muskovit und Serizit prasinitähnliche Gesteine mit Muskovit und Serizit. Es handelt sich um Albit-Epidot-Muskovit-Schiefer.

Hauptgemengteile: Albit (Porphyroblasten. Plag I und selten Plag II. Unverlegte und verlegte Einschlußzüge von länglichem Quarz, Opazit und Hellglimmer). Muskovit und Serizit. Epidot (mitunter korrodiert. Einschlüsse von Opazit).

Ferner: Chlorit. Quarz (meist beschränkt auf Einschlüsse in Albit). Turmalin. Opazit. Karbonat., Apatit. Zirkon (? Monazit).

Als Relikt tritt Biotit am Brettdeck-NE-Kamm im hangendsten Gneis-Span der Schrovlin-Einheit auf. Es handelt sich um typischen, recht kompakten, biotitreichen Albitgneis mit dunklen, sehr biotitreichen Zwischenlagen, wie sie im Alten Dach der Storzserie als epimetamorphosierte Migmatite gewöhnlich sind.

Eine Probe stammt vom Wandfuß des Brettdeck-NE-Kammes aus Seehöhe 1965 m, und zwar 330 m südlich Kocher Alm. Das Gestein ist als Albit-Biotit-Muskovit-Quarz-Gneis zu bezeichnen.

Hauptgemengteile: Albit (Plag I. Gelängt in s. Unverlegte und verlegte Einschlußzüge von Opazit, Biotit und länglichem Quarz). Biotit (4 mm; hellgelb bis braungrün). Muskovit. Quarz.

Ferner: Opazit, Titanit, Apatit und Karbonat.

Im Hangenden dieses Gneises folgen Quarzit (5 m) und ein biotitführender feinblättriger Schiefer, der wohl ebenfalls zum laminierten und teilweise rekristallisierten Altpaläozoikum zu rechnen ist. Besonders auffällig an ihm sind mehrere Millimeter große Hellglimmerfasern, aus einem mikroskopisch sehr feinblättrigen Hellglimmergeflecht mit Interpositionen kohligter Substanz bestehend. Vielleicht handelt es sich um Pseudomorphosen nach einem allerdings nicht bestimmbar Primärmineral. Der Schiefer ist als: Biotit-Chlorit-Hellglimmer-Graphitoid-Quarz-Albit-Schiefer zu bezeichnen. Biotit und Chlorit sind parallel verwachsen. Es findet sich außerdem auch Chlorit, der sekundär nach Biotit durch Chloritisierung des Biotits gebildet ist. Albit bildet Blasten mit helizitischen Einschlußzügen kohligter Substanz.

Am Grat findet man diese Gesteinslage in Seehöhe 2300 m. Der Biotit ist hier sekundär chloritisiert.

Magnetitporphyroblasten treten in diesen Gesteinen zwischen Schrovinkopf und Zalussen Alm mehrfach auf.

Im Gebiet des Schrovinkopfes findet sich z. B. südöstlich unter Grandnasen Albit-Epidot-Serizit-Quarz-Schiefer mit 2-5 mm großen Magnetitporphyroblasten. Als accessorischer Gemengteil tritt hier Chlorit auf.

Westnordwestlich des Schrovinkopfes steht am Jagdstieg südöstlich der Wirts Alm Phengitgneis mit Magnetitporphyroblasten an. Das prasinitähnliche Gestein auf der Balonspitze führt Magnetitporphyroblasten. Am Helm zeigt der Albitgneis 6 mm große Magnetitporphyroblasten.

Farbloser bis grünlicher Albitporphyroblasten-Gneis und Albitporphyroblasten-Schiefer.

Albit-Phengit-Quarz-Gneis aus der N-Flanke des Dolzenberg-NNE-Kammes, Seehöhe 2000 m.

Hauptgemengteile: Albit (5 mm große Porphyroblasten. Plag I. Unverlegte und verlegte Einschlußzüge aus länglichem Quarz und Opazit. Einschlußfreier Randsaum), Phengit und Quarz.

Ferner: Karbonat und Apatit.

Im geologischen Verbands befinden sich Albitporphyroblasten-Schiefer mit gleichem Mineralbestand, schiefriger Textur, kleineren und volumsmäßig nicht so vorherrschenden Albitblasten.

Albit-Phengit-Quarz-Schiefer aus dem Rutschgebiet des Zickenbergwaldes. Hohlweg ostnordöstlich Atlaswiesen.



Hauptgemengteile: Albit (1 cm große, eiförmige Kristallaugen, gelangt in s. Es handelt sich um Porphyroblasten. Plag I. Verlegte Einschlußzüge von länglichem Quarz). Phengit. Quarz.

Ferner: Chlorit, Epidot, Opazit und Zirkon (? Monazit).

Dunkelgrüne Albit-Phengit-Quarz-Schiefer desselben Mineralbestandes, jedoch kleinerkörnig, mit ebenem Parallelgefüge und mehr quarzitischem Habitus schließen sich ihrem feldgeologischen Verbands und Aussehen nach den wahrscheinlich permischen Mikroklin-Phengit-Gneisen der folgenden Gesteinsgruppe an:

### 123. Wahrscheinlich permische Arkosegneise und Arkosequarzite

Diese Gesteine findet man am Schrovinkopf und in zahlreichen benachbarten Profilen stets über den Blastomyloniten des Alten Daches und unter dem geröllführenden „permoskythischen“ Quarzit. Es handelt sich um dunkelgrüne, ebenflächig parallelschiefrige quarzitähnliche Gneise und Quarzite mit eingestreuten Feldspaten von höchstens 3 mm Größe und mit Quarzaugen bis 1.5 mm Länge. Albit bildet häufig Porphyroblasten, ist also alpidisch neu gewachsen. Die Gesteine dürften aus feldspathhaltigen Sanden hervorgegangen sein. Auch die Ableitung aus liparitischen Tuffen wäre möglich, doch konnten keine Vulkanit-Strukturen nachgewiesen werden. Auch die Herleitung eines Teiles dieser Gesteine aus Orthogranitgneis im Zuge von Kornzertrümmerung und Phyllonitisierung ist zu erwägen. Es fehlen jedoch größere Relikte von Granitfeldspaten und beobachtbare Übergänge zu Granit-Augengneisen.

Mikroklin-Phengit-Quarzit aus den Wänden der Schrovinkopf-WNW-Flanke, Seehöhe 1970 m, 340 m südöstlich der verfallenen Wirts Alm. Grüne Farbe (Phengit). Quarzitischer Habitus. Farblose Feldspate. Zahlreiche, in s gelangte, geröllartige Quarz-linsen bis 1.5 mm Länge.

Hauptgemengteile: Mikroklin (bis 2 mm groß. Xenomorph. Häufig eckige, klastische Umriss. Feine Trübung durch kleinste, hellglimmerähnliche Plättchen. Mikroklingitterung. Perthitfrei. Reste von Karlsbader Zwillingen sind erkennbar. Mitunter Einschlüsse von gefülltem Plagioklas). Phengit (kräftiger Pleochroismus von farblos bis grün. Auch Querphengit vorhanden). Quarz (Einkristalle erreichen 4 mm Länge).

Ferner: Albit (Plag I. Schwache Füllung aus Hellglimmer), Epidot, Opazit und Zirkon (? Monazit).

Am Fuße des Bergsturzes des Zickenbergwaldes ist die Gesteinsserie unweit des rechten Ufers des Zederhausbaches im verlassenen Steinbruch, 300 m südsüdwestlich des Weilers Lanschütz aufgeschlossen. Wir nennen die Lokalität kurz „Steinbruch Lanschütz“. Der recht große Steinbruch ist im etwas verrutschten Felsriegel inmitten des Bergsturzgebietes angelegt. Reste einer ehemaligen Schotteraufbereitung sind beim Steinbruch vorhanden.

Mikroklin-Albit-Phengit-Quarz-Gneis. Fundort: Steinbruch Lanschütz. Megaskopisch zeigt das Gestein ebenflächiges Parallelgefüge, grüne Farbe (Phengit) und reichlichen Feldspatgehalt. Die Feldspate bilden Augen, die unter 2 mm Länge bleiben. Einzelne Quarzaugen erreichen 8 mm Größe.

Hauptgemengteile: Mikroklin (bis 1.8 mm große Körner sind nachgewiesen, klastische Kornformen, die auf mechanische Zertrümmerung hinweisen. Harte Mikroklingitterung. Perthitarm bis perthitfrei. Ein Rest eines Karlsbader Zwillingen wurde beobachtet). Albit (bis 1.2 mm Größe. Plag I. Augenförmige Umriss. Es kommen helizitische Einschlußzüge von länglichem Quarz und Hellglimmer vor). Phengit. Quarz.

Ferner: Karbonat, Apatit und Zirkon (? Monazit).

Albit-Phengit-Quarz-Schiefer. Fundort: Steinbruch Lanschütz. Das Gestein zeigt grüne Farbe (Phengit) und ebenflächiges Parallelgefüge. Die Albitkristalle bilden einige Millimeter große Kristallaugen, die in s gelangt sind. Kalifeldspat fehlt.

Hauptgemengteile: Albit (Plag I. Porphyroblasten. Die Kristallaugen und linsenförmigen Kristallaggregate enthalten verlegte Einschlußzüge von länglichem Quarz, Hellglimmer und Opazit). Phengit (optische und röntgenographische Untersuchung aus der vorliegenden Gesteinsprobe siehe: A. BERAN 1969, p. 118, 122 und 126. Auch Querphengit ist vorhanden). Quarz.

Ferner: Karbonat, Opazit, Apatit und Zirkon (? Monazit).

Im selben Steinbruch beobachtet man auch Übergänge des vorgenannten Gesteins zu quarzarmem Albit-Phengit-Schiefer mit 4 mm langen Phengitschuppen und mit Porphyroblasten von Albit. Die accessorischen Gemengteile bleiben die gleichen wie oben.

### 13. Die „Trias“-Züge des Schrovinkopf-Gebietes

Die Schrovingneise sind mitsamt der auflagernden „Permo-Trias“ im Bereiche: Zickenberg—Schrovinkopf—Großeck in mehrere liegende Falten und tektonische Schuppen gelegt. Von unten nach oben können wir drei „Trias“-Züge unterscheiden, die jeweils durch Schrovingneise und eingefaltete Schieferpartien voneinander getrennt sind. Die beiden unteren „Trias“-Züge keilen gegen W aus. Nur der oberste „Trias“-Zug setzt westlich des Großecks in den langen schmalen Streifen der Schrovin-Einheit bis zur Zalussen Alm mit Unterbrechungen fort.

Wir benennen die drei „Trias“-Züge von unten nach oben mit den Buchstaben „A“ bis „C“ (Tafel 4).

#### 13.1. „Trias“-Zug A (Tafel 4: Profile 1 und 2)

Dieser „Trias“-Zug befindet sich im Liegenden des Schrovingneises. Er ist als ununterbrochenes Gesteinsband, maximal 40 m mächtig, 3·3 km lange im Streichen von der östlichen Kartenblattgrenze längs der Südflanke des Zickenberges, meist knapp unter der Kammlinie verfolgbar. Teils liegt er auf Schwarzschiefer der Murtörlserie, teils unmittelbar auf Prasinit der Kareckserie. Der Gesteinszug besteht aus: Knollenquarzit (wahrscheinlich Geröllquarzit; es handelt sich um geröllartige Quarzknollen in quarzitischem Bindemittel) und Quarzit, zusammen bis 10 m mächtig (? Permoskyth). Gelblich anwitternder Dolomitmarmor (bis 10 m mächtig) und Kalkmarmor (bis 20 m mächtig). Diese Schichtfolge findet sich sowohl in aufrechter, als auch stellenweise in verkehrter Lagerung.

Folgende Detailprofile von unten nach oben durch diesen „Trias“-Zug wurden aufgenommen:

An der östlichen Grenze des Kartenblattes Muhr, Güterweg in Seehöhe 1680 m, nahe der wasserscheidenden Bergkante des Zickenberges zwischen Zederhaus- und Murtal: Schwarzschiefer (Murtörlserie). Darüber einige Meter mächtiger Dolomit- und Kalkmarmor. Darüber Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil am Kamm des Zickenberges, 210 m ost-südöstlich P. 1856, in Seehöhe 1805 m: Prasinit (Kareckserie). Darüber: Kalkmarmor (1 m mächtig), Dolomitmarmor (10 m), Kalkmarmor (10 m). Darüber: Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil durch den Kamm des Zickenberges bei P. 1856 (Tafel 4: Profil 1): Prasinit und Albitschiefer (Kareckserie). Darüber: Knollenquarzit (3 m), Kalkmarmor (3 m), Dolomitmarmor (5 m), Kalkmarmor (10 m). Darüber: Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil am Kamm des Zickenberges, 100 m nordwestlich Löx Alm: Prasinit (Kareckserie). Darüber: Knollenquarzit (5 m), Dolomitmarmor (8 m), Kalkmarmor (20 m). Darüber: Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil durch den Kamm des Zickenberges bei der Kuppe in Seehöhe 1940 m, die sich halbwegs zwischen Löx Alm und P. 1989 befindet: Prasinit (Kareckserie). Darüber: Knollenquarzit und Quarzit (10 m), Dolomitmarmor (10 m), Kalkmarmor (20 m), Schwarzphyllit (20 m). Darüber: Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil in der S-Flanke des Zickenberges, 180 m westlich P. 1989: Prasinit (Kareckserie). Darüber: Kalkmarmor (10 m), Knollenquarzit (5 m). Darüber: Prasinit und Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil in der S-Flanke des Zickenberges, bei der Quelle, 400 m westnordwestlich P. 1989. Die Quelle tritt aus dem Dolomitmarmor in Seehöhe 1910 m aus: Schwarzschiefer mit Serizitquarzitlagen (Murtörlserie). Darüber: Dolomit- und Kalkmarmor (1 m), Knollenquarzit (7 m), Dolomitmarmor (2 m). Darüber: Serizit-Chlorit-Schiefer, Prasinit und Albitschiefer (Schrovingneise).

Profil in der S-Flanke des Zickenberges, 300 m west-südwestlich P. 2009 (Tafel 4: Profil 2): Schwarzschiefer mit Lagen von Serizit-Chlorit-Quarzit (Murtörlserie). Darüber: Knollenquarzit. Darüber: Albitschiefer und Albitgneis (Schrovingneise).

Der zuletzt genannte Knollenquarzit keilt 500 *m* westnordwestlich P. 2009 zwischen Murtörlserie und Schrovingneis aus, womit das westliche Ende des „Trias“-Zuges A erreicht ist.

### 132. „Trias“-Zug B (Tafel 4: Profile 2, 3 und 4)

Die „Trias“ bildet eine Lage innerhalb des Schrovingneises. Sie keilt nach oben im Schrovingneis aus. Dieses Auskeilen in Richtung nach oben ist weithin in der Landschaft sichtbar als heller Keil von Quarzit, Rauhwanke, Dolomit- und Kalkmarmor, der gegen oben zu im Schrovingneis, 90 Höhenmeter östlich unter dem Gipfel des Großkecks ausspitzt.

Man findet diesen „Trias“-Zug B am Zickenberg (Tafel 4: Profil 2), wo er 400 *m* westnordwestlich P. 2009 zunächst im Schrovingneis auskeilt. Am Kendlspitze-NE-Kamm setzt er wieder innerhalb des Schrovingneises dort ein, wo der Fußsteig den Kamm quert (3 *m* mächtiger Dolomitmarmor in Begleitung von Schwarzphyllit). Die Fortsetzung befindet sich am Karbach in 1600 *m* Seehöhe. Von hier streichen Rauhwanke, Dolomit-, Kalkmarmor und Schwarzphyllit hangparallel inmitten des Schrovingneises längs der Großkeck-NE-Flanke bis zur Auskeilstelle in Seehöhe 2340 *m* (Tafel 4: Profil 4). Längs dieses gut aufgeschlossenen Berghanges wurden folgende Beobachtungen angestellt:

In Seehöhe 2120 *m* ist eine prächtige Falte um NW-eintauchende Achse entwickelt. Der graue Kalkmarmor zeigt dunkle, gröber kristalline Flecke, die fossilverdächtig sind (? Crinoiden). Es dürfte sich um eine stratigraphisch aufrechte „Trias“-Folge handeln, die von einer höheren Teildecke des Schrovingneises überfahren wurde.

Das Profil durch den „Trias“-Gesteinszug B lautet nämlich in Seehöhe 2175 *m* folgendermaßen von unten nach oben: Albitschiefer (Schrovingneis). Darüber: Schwarzphyllit (20 *m* mächtig), Quarzit (4 *m*), metamorphe Rauhwanke (3 *m*), Kalkmarmor (3 *m*), hellgrauer Dolomitmarmor (3 *m*) und Kalkmarmor (10 *m*). Darüber: Albitschiefer (Schrovingneis).

Knapp unter der Auskeilstelle (Seehöhe 2320 *m*) weist das Profil von unten nach oben ebenfalls auf eine aufrechte „Trias“-Folge hin, die von einer höheren Gleitdecke des Schrovingneises überwältigt wurde: Albitschiefer (Schrovingneis). Darüber: Schwarzphyllit (20 *m*), Quarzit (2 *m*), Rauhwanke (2 *m*), Dolomitmarmor (6 *m*), Kalkmarmor (5 *m*). Darüber: Serizit-Chlorit-Albitschiefer (Schrovingneis).

### 133. „Trias“-Zug C (Tafel 4: Profile 2 und 3)

Die tektonische Position dieses „Trias“-Zuges ist das Hangende der oberen Teildecke des Schrovingneises. Die hellen „Trias“-Gesteine dieses Zuges sind in der Landschaft ein dominierendes, sehr auffälliges Element. Es handelt sich um eine aufrechte Schichtfolge von mehreren Meterzehnern Mächtigkeit. Die Gesteinsmetamorphose ist verhältnismäßig schwach. Die „Trias“ baut den Schrovinkopf, die Grandnasen, das Gebiet um die Locker Alm und das Ödenkar auf. In hangparallelen Platten begleitet sie den E-Hang des Karbaches bis hinunter auf 1300 *m* Seehöhe. Sie steht auch im Zederhaustal südlich Ruden an. Verstürzte „Trias“ findet sich im Bergsturzgebiet des Rudner-, Feller- und Zickenberges bis hinunter zum Zederhausbach: z. B. verstürzte „Trias“ am S-Ufer des Zederhausbaches, 250 *m* südöstlich Brücke 1107 bei Fell. Ein „Trias“-Wandzug ist außerhalb meines Kartierungsgebietes, nämlich nördlich des Zederhausbaches, 150 *m* nordnordwestlich Brücke 1107 und an der Straße, 600 *m* südöstlich dieser Brücke erschlossen.

Über dem eigentlichen Schrovingneis (Albitgneis) folgt zunächst Mikrokin-Phengit-Quarzit („Perm“), darüber Geröllquarzit und sehr reiner Tafelquarzit („Permo-Skyth“). Darüber folgen Rauhwanke und darüber Kalk- und Dolomitmarmor („Mitteltrias“, eventuell auch „Obertrias“ enthaltend). Diese regelmäßige Folge findet man besonders deutlich im Gebiete der unbenannten Kuppe am Kamm zwischen Kendlspitze und Schrovinkopf und südwestlich der Locker Alm.

Eine analoge Schichtfolge findet man auch nördlich der Grandnasen. Doch handelt es sich hier um eine tektonisch noch höhere Schuppe, an deren Basis am Gipfel der

Grandnasen (P. 2204) wiederum Schrovingneis auftritt. Im Abrißgebiet des Bergsturzes vom Rudner- und Fellerberg ist es nicht immer ganz leicht, diese primäre tektonische Schuppe von sekundären Schichtwiederholungen im Zuge der hangparallelen Gleitungen auseinanderzuhalten.

Der Geröllquarzit kann am besten auf der unbenannten Kuppe am Kamm zwischen Kendlspitze und Schrovinkopf studiert werden. Es handelt sich um phengitischen Tafelquarzit mit bis 5 cm großen Quarzgeröllen, die in Richtung der Faltenachse gelängt sind. Die Faltenachse taucht mit 35° nach N 15 E ein. Die Gerölle bestehen aus farblosem Quarz, wahrscheinlich ursprünglichem Gangquarz. Auf der Kuppe selbst sind sie am besten als Gerölle erkennbar, da hier verschiedene Schnittlagen in Bezug zur Richtung der Faltenachse aufgeschlossen sind. An anderen Stellen kann man oft im Zweifel sein, ob es sich um Quarzgerölle oder um tektonisch zerrissene (boudinagierte) Quarzadern (Sekretionen) im Quarzit handelt. In solchen Fällen benützen wir in Anlehnung an B. SANDER den genetisch unbelasteten, rein beschreibenden Terminus: Knollenquarzit.

Mikroskopisch zeigt der geröllführende Phengitquarzit der unbenannten Kuppe zwischen Kendlspitze und Schrovinkopf neben den Hauptgemengteilen Quarz und Phengit (auch Querphengit vorhanden) als Accessoria Apatit und Zirkon (? Monazit).

Am Fahrweg, nordwestlich P. 2009 am Zickenberg, sind die deutlichen Quarzgerölle im Geröllquarzit bis 3 cm lang.

Die Rauhwanke zeigt die typischen Hellglimmeraggregate.

Der Dolomitmarmor ist teils farblos mit gelblicher Anwitterung. Häufig findet sich grauer, gering metamorpher Dolomit, der an Dolomit der Radstädter Tauern erinnert: z. B. südöstlich Grandnasen, Schrovinkopf-N-Flanke und nördlich des Zederhausbaches, 150 m nordnordwestlich Brücke 1107 bei Fell. In zuckerkörnigem, farblosem, gelb anwitterndem Dolomitmarmor der zuletzt genannten Lokalität tritt ein grünes Mineral auf. Herr Professor H. MEIXNER hatte auf meine Bitte hin die Liebenswürdigkeit, dieses Mineral zu bestimmen. Es handelt sich um Malachit. Der Quarz führt hier Fuchsit.

In den Kalkmarmoren der Schrovin-N-Flanke finden sich häufig dunkle, gröberkörnige, aus Kalzit bestehende Flecke, die so wie am Hochtorn ausgebildet sind (siehe EXNER 1964, Erl. Sonnblickgruppe, p. 98). Vielleicht handelt es sich um Crinoiden-Reste.

In der Schlucht nördlich unter dem Gipfel des Schrovinkopfes sind Dolomit- und Kalkmarmor prächtig um N—S-Achsen verfaltet.

#### 14. Die Fortsetzung des „Trias“-Zuges C nach Westen

Der mächtige Schrovingneis des Großbeck und Bretterecks wird nicht unmittelbar von „Trias“ überlagert. Am Großbeck liegen Kalkglimmerschiefer, Quarzit und Schwarzschiefer, am Brettereck Schwarzschiefer mit Quarzitlagen auf dem Schrovingneis. Erst im Profil der Balonspitze (Tafel 4: Profil 6) tritt wiederum „Trias“ unmittelbar im Hangenden von Albitgneis und Prasinit (Schrovingneis) auf. Es handelt sich um eine, nur 5 m mächtige Schichtfolge von unten nach oben: Serizitquarzit (2 m), darüber: Kalkmarmor (0.1 m) und Rauhwanke (3 m). Das Gesamtprofil siehe Seite 50.

In der weiteren Fortsetzung der Schrovin-Einheit fehlt wiederum „Trias“. Am Helm sind von der Schrovin-Einheit nur noch Albitgneis, Prasinit mit Magnetitporphyroblasten und Graphitquarzit vorhanden, die in spärlichen Resten auch noch westlich des Lanschützbaches angetroffen werden.

Ein Rest von „Trias“ steht dann in der entsprechenden Fortsetzung der Schrovin-Einheit zwischen Murtörlserie (unten) und Bündnerschiefern des Deckensystems der Oberen Schieferhülle (oben) im felsigen Bett des kleinen rechten Nebenbaches der Mur bei der Zalussen Alm an (siehe Abb. 15). Dieser zwischen prasinitähnlichem Schrovin-

ENE

WSW

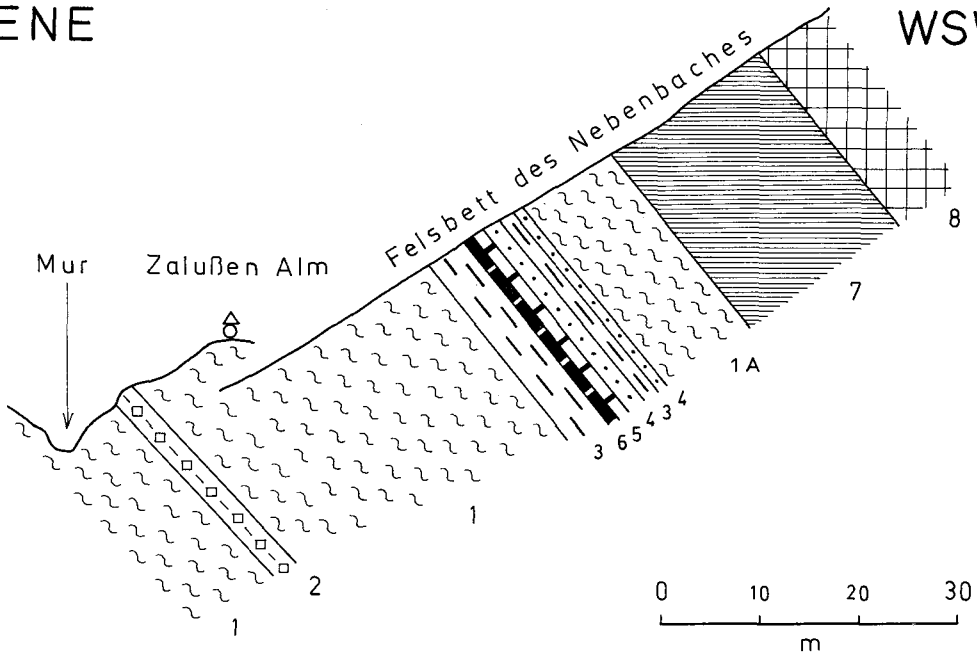


Abb. 15: Die Schrovvin-Einheit bei der Zalußen Alm. Das Profil folgt aus dem Murtal dem Nebenbach, der den Fahrweg 100 m nordwestlich der Zalußen Alm quert.

Murtörlserie: 1 = Schwarzschiefer; 2 = Chlorit-Serizit-Schiefer mit 2 mm großen Magnetit-phyroblasten.

Schrovvin-Einheit (von unten nach oben): 3 = prasinitähnlicher Schrovvingneis (4 m); 6 = Kalkmarmor (0.1 m); 5 = Dolomitmarmor (0.3 m); 4 = Quarzit (1.5 m); 3 = prasinitähnlicher Schrovvingneis (0.5 m); 4 = Quarzit (0.3 m).

Bündnerschiefer der Oberen Schieferhülle: 1 A = Schwarzschiefer (10 m); 7 = Kalkglimmerschiefer und Schwarzschiefer in Wechsellagerung; 8 = Grünschiefer.

gneis tektonisch eingezwickte „Trias“-Rest ist nur 2 m mächtig und bildet teilweise eine Schichtfolge in verkehrter Lagerung mit Quarzit oben und Dolomit- und Kalkmarmor unten. Trotz seiner Winzigkeit hat dieser Aufschluß Bedeutung. Er zeigt zum letzten Mal das regelmäßige Auftreten der Schrovvin-Einheit in der Position über der Murtörlserie und unter den Bündnerschiefern der Oberen Schieferhülle.

Weiter westlich werden die Lagerungsverhältnisse komplizierter. Zwischen den Schwarzschiefern des Gipfels der Frischinghöhe, die eindeutig der Murtörlserie zuzurechnen sind, und den Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern des Gratzackens P. 2322, welche eindeutig den Bündnerschiefern des Deckensystems der Oberen Schieferhülle angehören, liegt die Gesteinsfolge, die auf Abb. 16 dargestellt ist (Frischinghöhe-N-Grat). Granitgneis (Signatur 2 in Abb. 16) und Chlorit-Serizit-Schiefer, Albitgneis mit Prasinit (Signaturen 4, 14 und 17) scheinen der Schrovvin-Einheit anzugehören. „Trias“ fehlt. Die genannten Gneise scheinen mit Gesteinen der Murtörlserie tektonisch verschuppt zu sein. Mit dieser Interpretation kann man drei Gneis-Schuppen (I, II und III der Abb. 16) unterscheiden. Die höchste (III) trägt die Bündnerschiefer des Deckensystems der Oberen Schieferhülle. Ob Kalkglimmerschiefer und Karbonatquarzit der Signaturen 5 und 7 primärstratigraphisch der Murtörlserie angehören, oder tiefere tektonische Späne der Bündnerschiefer des Deckensystems der Oberen Schieferhülle darstellen, bleibt ungeklärt.

Die mehrere Meterzehner mächtige „Trias“-Schuppe beim Jagdhaus P. 1843 in der Schmalzgrube (siehe Seite 48) könnte eine tektonisch abgetrennte und in die Murtörlserie eingewickelte Fortsetzung der Schrovin-„Trias“ darstellen.

## 2. Bündnerschiefer (Tafel 4, 5 und 6)

Im stratigraphisch Hangenden der „Trias“ der Schrovin-Einheit befinden sich nur wenige Meterzehner mächtige Bündnerschiefer mit Breccien („Lias“), Schwarzphyllit, Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit. Diese Serie ist in sich geschuppt und tektonisch reduziert.

Darüber liegt eine mehrere hundert Meter mächtige tektonische Schuppe, welche ich nach der markanten und schroffen Marislwand (südwestlich Zederhaus) als Marislwandschuppe bezeichne. Sie beginnt mit „Trias“ (siehe Tafel 1: „Trias“-Dolomitenzüge in den höheren Lagen des Deckensystems der Oberen Schieferhülle nordwestlich Schrovinkopf). Darüber folgen Schwarzschiefer mit Quarziten, geringmächtigen Karbonatquarziten, Serpentin, der Kalkglimmerschieferzug: Murtörl—Koehöhe, der mächtige Grünschieferzug: Murwand—Gosseneck mit einigen Serpentinshollen und schließlich der gewaltige Kalkglimmerschieferzug der Marislwand mit Einlagerungen von Grünschiefer, Schwarzphyllit, Karbonatquarzit (Steinbruch Kraglerau im Zederhaustal) und sehr mächtigen Serpentinzügen. Darüber folgen Grünschiefer und Grünphyllit.

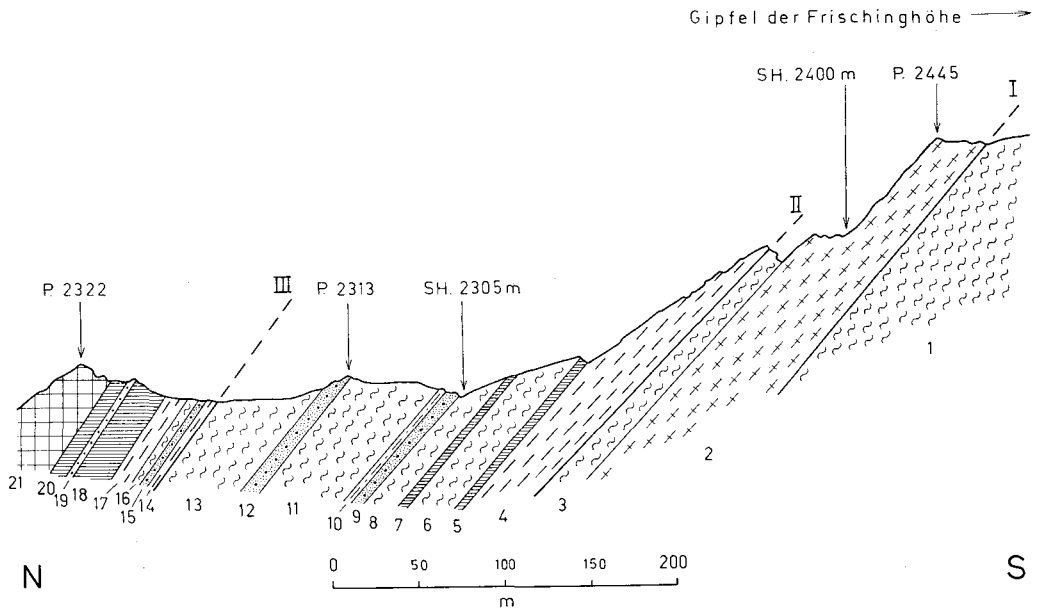


Abb. 16: Profil des Frischinghöhe-N-Grates.

Murtörlserie: I = Schwarzschiefer.

Schrovin-Einheit und Murtörlserie: 2 = Mikroklin-Plagioklas-Quarz-Phengit-Augengranitgneis (50 m mächtig); 3 = Schwarzschiefer (6 m) mit zwei Graphitquarzitlagen; 4 = Chlorit-Serizit-Schiefer vom Typus Schrovingneis (20 m); 5 = Kalkglimmerschiefer und Karbonatquarzit (1 m); 6 = Schwarzschiefer (15 m); 7 = Kalkglimmerschiefer (0.5 m); 8 = Schwarzschiefer (5 m); 9 = Graphitquarzit und Graphitphyllit, reich an kohligter Substanz (4 m); 10 = Albitporphyroblastenschiefer (0.3 m); 11 = Schwarzschiefer (15 m); 12 = gebänderter, spitz gefalteter Graphitquarzit (4 m); 13 = Schwarzschiefer; 14 = Albitgneis (2 m); 15 = Graphitquarzit (2 m); 16 = Schwarzschiefer (3 m); 17 = Serizit-Chlorit-Schiefer und Prasinit (5 m).

Bündnerschiefer der Oberen Schieferhülle: 18 = Kalkglimmerschiefer (8 m); 19 = kalkfreier, reiner Quarzit (1.3 m); 20 = Kalkglimmerschiefer (4 m); 21 = Grünschiefer.

Die höchste tektonische Schuppe nenne ich Zederhausschuppe, weil ihr der mächtige Grünschieferzug: Hüttschlag (Blatt Hofgastein)—Zederhaus mit den alten Kupferbergbauen der Jägerspitze angehört. Die Zederhausschuppe erreicht beinahe 1000 m Mächtigkeit. Sie beginnt mit der „Trias“ südwestlich Zederhaus (siehe Tafel 1: Langgestreckter, in vier Schollen zerteilter „Trias“-Dolomitlinsenzug, der sich von südwestlich Zederhaus bis nordöstlich Murtörl erstreckt und noch innerhalb der Bündnerschiefer des Deckensystems der Oberen Schieferhülle verläuft). Diese „Trias“ ist größtenteils in Grünschiefer eingekeilt. Es finden sich in ihrer Begleitung aber auch Partien von Schwarzphyllit, Karbonatquarzit und Kalkglimmerschiefer. Das beherrschende Schichtglied ist dann der darüber folgende, kupferführende Zederhauser Grünschieferzug, der im Gebiete der Jägerspitze 800 m mächtig wird, wobei er allerdings zahlreiche Kalkglimmerschiefer- und Schwarzphyllitlagen enthält, die auf Grund beobachtbarer Faltenschlüsse zeigen, daß tektonische Anschoppung stattgefunden hat. Bemerkenswert ist das Fehlen von Serpentin. Über dem Zederhauser Grünschieferzug folgen Schwarzphyllit, Karbonatquarzit (Steinbruch im Zederhaustal bei König), Kalkphyllit und Grünphyllit.

Mit der darüber folgenden „Trias“: Wurmkogel (Dolomitzug 250 m südlich Wurmkogel der Geologischen Umgebungskarte von Gastein)—Zliemwald (Kalkmarmor im Zederhaustal) beginnt die Nördliche Rahmenzone. Sie umfaßt neben Bündnerschiefern, in denen besonders die Schwarzphyllite überwiegen (oberer Schwarzphyllit oder Fuscher Phyllit der Gasteiner Umgebungskarte), sehr zahlreiche, lang hinstreichende „Trias“-Linsenzüge mit Altkristallinresten (ein Teil der Grünphyllite). Ohne scharfe Grenze sind in den höchsten Lagen dieses komplizierten Schuppenpaketes der Nördlichen Rahmenzone auch Großschollen von Altkristallin (Twenger Kristallin), fossilführender Trias und von Breccien eingeknetet, welche wegen ihrer Zusammengehörigkeit mit den Radstädter Tauern als Unterostalpine Schollen zu bezeichnen sind (Weißbeck, Rieding Spitze).

Als Erläuterung möchte ich zu der soeben skizzierten tektonischen Gliederung der Bündnerschiefer beifügen, daß die stratigraphische Gliederung, wie sie uns aus der Glocknergruppe, aus der Umgebung Gastein und aus der Sonnblickgruppe geläufig ist, anscheinend auch recht gut auf die Bündnerschiefer des Bereiches zwischen Mur- und Zederhaustal paßt. Allerdings sind die Bündnerschiefer hier so stark gefaltet und geschuppt, daß detaillierte Rekonstruktionen primärer stratigraphischer Schichtfolgen kaum mehr möglich sind. Das Gebiet hat aber einen großen Vorteil. Es ist phantastisch gut aufgeschlossen. Der Baustil der steil nördlich einfallenden, um konstant WNW streichende Faltenachse rotierenden, durch Liegendfalten verbundenen, in Schuppen gesonderten, oder boudinagierten Schichtglieder (besonders Serpentin und Dolomit) ist überzeugend aus der geologischen Karte und den Profilen der Tafeln 4, 5 und 6 ablesbar.

Die „Trias“-Züge, welche als stratigraphische Leithorizonte die Basis der Marislwand- und der Zederhausschuppe aufbauen, bestehen aus Quarzit, Rauhwaacke, Dolomit und Kalkmarmor. Die Bündnerschiefer enthalten die Schichtglieder der Brennkogelserie („Lias“): Schwarzphyllit, Breccie, Karbonatquarzit (wirtschaftlich wichtig in den Steinbrüchen des Zederhaustales, siehe A. KIESLINGER 1964) und Serpentin (mit Kieslagern im Mur- und Nahendfeldtal, O. M. FRIEDRICH 1936, F. THALMANN 1963). Darüber folgt die Hauptmasse der Bündnerschiefer mit Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern (Glocknerserie). In den Grünschiefern der Marislwand- und Zederhausschuppe stellen sich bereits Grünphyllite ein, welche hier wahrscheinlich aus basaltischen Tuffiten entstanden. Grünphyllite nehmen in der Nördlichen Rahmenzone überhand und lassen dort auf verschiedene Entstehung schließen. Die kupferführenden Kieslager des Großarltales (O. M. FRIEDRICH 1936 und 1968, p. 65 bis 66, J. WIEBOLS 1948) sind in unserem Gebiete an den Grünschiefer der Zederhaus- und Marislwandschuppe gebunden.

Das oben vorgeschlagene Einteilungsprinzip in: a) Bündnerschiefer, die stratigraphisch über der Schrovin-„Trias“ liegen, b) Bündnerschiefer der Marislwandschuppe und c) Bündnerschiefer der Zederhausschuppe ist natürlich nur eine grobe, viel zu schematische Einteilung. Ich habe sie nur getroffen, um mit Hilfe der „Trias“-Leitbänder eine gewisse Ordnung in diesen gefalteten, geschuppten, tektonisch angeschoppten, steil nördlich einfallenden Stirnbereich der Bündnerschiefer zu bringen. Tatsächlich ist die Tektonik keinesfalls auf diese Aufgliederung in drei Einheiten beschränkt. Die Tektonik ist einesteils infolge zahlreicher Sekundärfalten und Sekundärschuppen viel komplizierter, was aus den Tafeln 4, 5 und 6 ohneweiters ablesbar ist. Andererseits ist es aber auch wahrscheinlich, daß die große Liegendfalte des Geißkarkopfes bei Hofgastein (Erläuterungen Gastein: Tafel V) in analoge, allerdings isoklinal zusammengepreßte Falten im vorliegenden Gebiet zwischen Mur- und Zederhaustal fortsetzt. Es ist mir nur nicht gelungen, sie aufzufinden. Es ist zu hoffen, daß ein späterer Bearbeiter mit Anwendung noch genauerer Methoden diesbezüglich Erfolg haben wird. Das ergäbe eine Vereinfachung und ein besseres Verständnis des Bauplanes.

Abschließend sei noch, bevor wir uns der Detailbeschreibung zuwenden, darauf hingewiesen, daß der Bau der Bündnerschiefer östlich vom Pleißnitzkogel bisher sehr wenig bekannt war. Hingegen lagen für das Nahendfeldtal und für die Quellgebiete von Mur und Zederhaus(Rieding)bach Notizen von W. SCHMIDT (1924), begonnene Aufnahmen von S. PREY (1938) und die geologischen Bearbeitungen und Aufnahmen von F. THALMANN (1962 und 1963) vor. Daß das 10 km lange und über 1000 m mächtige Segment der Bündnerschiefer südlich der Linie Zederhausbach—Weißgrubenscharte bisher niemals einheitlich im Detail bearbeitet wurde, ist wohl daraus verständlich, daß BECKE diesen Teil der Schieferhülle nicht mehr in seine Bearbeitung miteinbezog, daß die Bearbeiter der Radstädter Tauern dieses Gebiet kaum berührten, und daß SEEMANN, der vor dem ersten Weltkrieg sich anscheinend mit diesem Raum befaßte, keine Publikation hinterließ. So konnte ich hier während mehrerer Sommer Neuaufnahmen durchführen und die ganze Zone von E nach W fortschreitend kartieren. Dabei entwickelten sich schrittweise die Profiltafeln 4, 5 und 6 (siehe Jahreszahlen auf diesen Tafeln!), bis der Anschluß im W an die geologische Umgebungskarte von Gastein erreicht war.

## 21. Im stratigraphisch Hangenden der „Trias“ der Schrovin-Einheit

Am Schrovinkopf und Zickenberg sind infolge des großen Bergsturzes des Zickenbergwaldes und Rudnerberges die Bündnerschiefer im stratigraphisch Hangenden der Schuppe „C“ der Schrovin-„Trias“ nicht aufgeschlossen (Tafel 4, Profile 2 und 3). Am Sattel zwischen Balonspitze und Grießenspitze liegen auf dieser „Trias“ die Brennkogelserie (Schwarzphyllit und Karbonatquarzit) und Kalkglimmerschiefer der Glocknerserie (siehe Detailprofil auf Seite 50 und schematisierte Darstellung auf Tafel 4, Profil 6). Schwarzphyllit und Kalkglimmerschiefer lassen sich nach W weiterverfolgen bis nördlich über dem Murtörl (Basis der Murwand).

Am Großeck und Brettareck fehlt die „Trias“ der Schrovin-Schuppe „C“. Brennkogelserie (Schwarzphyllit, Quarzit, Dolomitbreccie) und Kalkglimmerschiefer liegen hier unmittelbar auf dem Schrovingneis, der allerdings auch einen Schuppenbau mit diesen Schiefen aufweist. Siehe die folgenden Detailprofile und die schematische Darstellung auf Tafel 4, Profile 4 und 5.

## 22. Marislwandschuppe

### 221. „Trias“

Die Marislwandschuppe beginnt mit der „Trias“ auf Großeck, Brettareck und Grießenspitze (Tafel 4, Profile 4, 5 und 6). Das Detailprofil der Grießenspitze ist auf Seite 50 mitgeteilt. Die Detailprofile des Großecks und Brettarecks seien im folgenden genannt:



## Detailprofil des Großeck-NNE-Kammes (vom Hangenden zum Liegenden):

## Marislwandschuppe:

Gosseneck (P. 1877)	Grünschiefer Kalkglimmerschiefer mit Schwarzphyllitlagen (30 m)
Seehöhe 1945 m	Quarzit (8 m) Kalkglimmerschiefer (2 m) Schwarzphyllit und Quarzit (80 m)
Seehöhe 2015 m	Kalkglimmerschiefer (3 m) Schwarzphyllit (50 m) mit Quarzit (3 m), Serpentin (3 m) und Grünschiefer (2 m)
Seehöhe 2140 m	Kalkglimmerschiefer (20 m) Schwarzphyllit (20 m)
Seehöhe 2170 m	Kalkglimmerschiefer (35 m) Schwarzphyllit (10 m)
Felskopf in Seehöhe 2225 m	Quarzit (40 m) Kalkphyllit (10 m) Schwarzphyllit (25 m)
„Trias“ in Seehöhe 2255 m	Rauhwanke (1 m) mit Hellglimmeraggregaten und mit Fuchsit Dolomitmarmor (1 m) und spurenweise Quarzit

## Bündnerschiefer im stratigraphisch Hangenden der Schrovín-Einheit:

Seehöhe 2295 m	Schwarzschiefer (10 m) mit Albitporphyroblasten Quarzit (1 m)
Seehöhe 2300 m	Kalkschiefer (1 m)

## Schrovín-Einheit:

Großeck (P. 2427)	Schrovíngneis (Albit-Muskovit-Chlorit-Quarz-Gneis)
-------------------	--

Am Fuß der Großeck-N-Flanke im Kar des Feisterbaches in Seehöhe 2000 m schwillt die „Trias“ an der Basis der Marislwandschuppe zu 8 m Mächtigkeit an. In ihrem Liegenden ist die Breccie der Brennkogelserie auf der Schrovín-Einheit gut aufgeschlossen. Wir geben daher das hier beobachtete Detailprofil vom Hangenden zum Liegenden wieder:

## Marislwandschuppe:

„Trias“	Kalkglimmerschiefer Schwarzphyllit (20 m) fuchsitführende Rauhwanke (2 m) Dolomitmarmor (3 m) Geröllquarzit mit bis 10 cm langen Quarzgeröllen (2 m) Tafelquarzit (1 m)
---------	---

## Bündnerschiefer im stratigraphisch Hangenden der Schrovín-Einheit:

Seehöhe 2020 m	Schwarzphyllit (8 m) Serizit-Chlorit-Albit-Schiefer (3 m) Dolomitbreccie (4 m). Die Matrix besteht aus fuchsitführendem Kalkschiefer. Die Komponenten sind graue Dolomitknollen und -linsen (bis 30 cm lang und 8 cm dick) und farblose Quarzitknollen. Es dürfte sich um eine sedimentogene Breccie handeln. Albit-Serizit-Chlorit-Schiefer (2 m) Kalkschiefer (3 m) Schwarzschiefer (6 m)
----------------	--

## Schrovín-Einheit:

Schrovíngneis

## Detailprofil des Brettereck-NNE-Kammes (vom Hangenden zum Liegenden):

## Marislwandschuppe:

Seehöhe 2130 m

Grünschiefer  
Kalkglimmerschiefer (10 m)  
Schwarzphyllit (4 m)

Kocherhöhe (P. 2169)

Quarzit (2-5 m)  
Kalkglimmerschiefer (15 m)  
mächtiger Schwarzphyllit mit einer Lage von  
Albit-Serizit-Chlorit-Schiefer  
Kalkglimmerschiefer (15 m)  
Schwarzphyllit (5 m)

„Trias“ in Seehöhe 2240 m

Quarzit, fuchsitführende Rauhwacke und grauer  
Kalkmarmor (1 m). In Richtung zur Kocher  
Alm wird diese „Trias“ etwas mächtiger und  
führt in Seehöhe 1975 m auch fuchsitführenden  
Dolomitmarmor

## Bündnerschiefer im stratigraphisch Hangenden der Schrovlin-Einheit:

Seehöhe 2280 m

Kalkglimmerschiefer (30 m)

Seehöhe 2300 m

Schwarzphyllit (10 m)  
Schwarzphyllit (8 m) mit Graphitquarzit und Kalk-  
glimmerschiefer

## Schrovlin-Einheit:

Seehöhe 2315 m

Schrovingneis 2 m (Albit-Chlorit-Muskovit-Quarz-  
Gneis)

Scharte in Seehöhe 2305 m

Schwarzschiefer mit kalkigen Lagen (30 m)

Schwarzschiefer (20 m) mit Graphitphyllit und  
Quarzit

Brettereck (P. 2405)

Schrovingneis

## 222. Brennkogelserie

Auf der basalen Trias der Marislwandschuppe folgt ein Gesteinspaket, das hauptsächlich der Brennkogelserie („Lias“) zuzurechnen ist. Es streicht von Tafern im Zederhaustal über Großbeck- und Brettereck-NNE-Kamm (siehe obige Detailprofile und Tafel 4, Profil 4 und 5) und keilt bei der Falltor Alm aus. Charakteristisch sind mächtige Schwarzphyllitzüge mit bedeutenden (bis 40 m mächtigen) und weithin streichenden Quarzit-zügen, die frei sind von Phengit. Es fehlte primär diesen wahrscheinlich liassischen Quarziten der Eisengehalt (Rotfärbung). Deshalb bildete sich bei der alpidischen Metamorphose kein Phengit. Den Schwarzphylliten und Kalkglimmerschiefern ist ein Serpentinzug eingelagert, der bei Zäuner im Zederhaustal zu 15 m Mächtigkeit anschwillt.

In diesem Serpentinzug fand ich im Sommer 1966 einen, wahrscheinlich aus der Renaissance-Zeit stammenden Serpentinsteinbruch mit geschrämten, von Hand bearbeiteten Wänden vom Typus Judenbrücke im Mölltal (A. KIESLINGER 1937; Ch. EXNER 1964, p. 96) auf. Der Steinbruch befindet sich an der Zederhauser Talstraße am rechten Ufer des Zederhausbaches, und zwar 140 m nordwestlich der Straßenbrücke Karbach bei Tafern. Etwas Gebüsch und eine vorgebaute Holzhütte verstecken den Steinbruch, der sich nur wenige Schritte neben der Hauptverkehrsstraße des Zederhaustales befindet. Der Serpentin ist hier 10 m mächtig. Er fällt nach NW und ist in Kalkglimmerschiefer eingeschaltet. Die geschrämte Steinbruchwand ist 6 m hoch. Da nun dieser Steinbruch aufgefunden ist, läßt sich auch ableiten, daß die zahlreichen Renaissance-Ziersteine im Lungau wohl zu einem großen Teil von hier stammen.

Ein gewöhnlicher moderner Steinbruch außer Betrieb findet sich im 6 m mächtigen, phengitfreien Quarzit („liassische“ Brennkogelserie) unweit der Zederhauser Talstraße am rechten Ufer des Zederhausbaches, 650 m westnordwestlich Brücke 1107 bei Fell.

## 223. Glocknerserie

Über dem unscharf abgegrenzten Gesteinspaket der Brennkogelserie folgen Kalkglimmerschiefer- und Grünschieferzüge. Einige erreichen bedeutende Mächtigkeiten und lassen sich längs der gesamten Strecke verfolgen. In den Kalkglimmerschiefern stellen sich zahlreiche und mächtige Serpentinzüge, die meist von Schwarzphylliten begleitet werden, ein. Einige Serpentinshollen finden sich auch im Grünschiefer.

Zunächst folgt über der Brennkogelserie der Kalkglimmerschieferzug Kocherhöhe—Murtörl. Er verläuft von Gritschbühel im Zederhaustal zum Gosseneck-SSW-Kamm auf die Kocherhöhe, zur Griebenspitze-S-Wand, Marislwandscharte und schwenkt in die Kalkglimmerschieferbänder im Hangenden der Schrovins-Einheit ein, die bis nördlich Murtörl zu verfolgen sind.

Darüber streicht sehr konstant der bis einige hundert Meter mächtige Grünschieferzug Gosseneck—Murwand (Steilwand nördlich Murtörl). Sein Verlauf ist: Güterweg westlich Gritschbühel im Zederhaustal—Gosseneck—Kocherhöhe (NNE-Kamm)—Reinfrank Alm—Müllner Alm—Griebenspitze—Zoponitzen—Lanschütz—Roßfallgraben (P. 2041)—Fleischbänke—Murtal (P. 1667)—P. 2322—Stofflerwand—Murtal (P. 1782)—Murwand. Der Grünschiefer ist in der Stofflerwand erzführend (Typus Großarlal). Ich fand in dieser Wand in Seehöhe 2080 *m* einen konkordanten Erzausbiß, mehrere Stollen in der Wand und eine kiesführende Halde am Wandfuß. Fuchsitführend erweist sich der Grünschiefer südwestlich Silberplatten in Seehöhe 2320 *m*. Serpentin führt der Grünschiefer in einem Zuge, der folgendermaßen streicht: Reinfrank Alm—Müllner Alm—Griebenspitze (NNE-Grat)—Marislwand (SE-Kamm). Die von V. HILBER aus Blockwerk beim Stefflbauer gesammelten und von F. ANGEL (1930) beschriebenen Antigoritserpentin-Proben („Mottenflügelformen“ des Antigorits) haben ihr Anstehendes wohl jedenfalls in diesem Serpentinzuge im Karthäusental. Der Serpentinzug ist 3 *km* lang und erreicht in der Griebenspitze-E-Flanke in Seehöhe 2090 *m* eine maximale Mächtigkeit von 25 *m*. Vor Niedergang des Bergsturzes bei der Reinfrank Alm dürfte anstehender Serpentin noch mächtiger gewesen sein, da sich umfangreiches Serpentinblockwerk in diesem Bergsturz befindet. Talkschiefer (3 *m* mächtig) findet sich am Griebenspitze-NNE-Grat in Seehöhe 2390 *m*, Strahlsteinfels am Marislwand-SE-Kamm in Seehöhe 2440 *m*. Das Gestein des Grünschieferzuges wurde in den frischen Aufschlüssen am neuen Güterwege westlich Kapelle Gritschbühel (P. 1202) im Zederhaustal als Hornblende-Biotit-Chlorit-Karbonat-Prasinit bestimmt.

Hauptgemengteile: Albit (Plag I und II. Einschlüsse der übrigen Gemengteile), Epidot (hellgelb bis grüngelb), Hornblende (hellgelb bis grün), Biotit (hellgelb bis braungrün), Chlorit und Karbonat. Ferner: Titanit und Opazit.

Darüber folgt der Kalkglimmerschieferzug der Marislwand. Er ist der mächtigste Kalkglimmerschieferzug unseres Gebietes. Da er jedoch von zahlreichen Schwarzphyllit-Karbonatquarzit-Serpentin-Zügen des Typus Brennkogelserie durchspickt ist und auch einige geringmächtige Grünschieferzüge enthält, wird man nicht mit der Annahme fehlgehen, daß er teilweise eine tektonische Anschoppung von Brennkogel- und Glocknerserie darstellt. Vielleicht stellen die Elemente der Brennkogelserie hier von oben eintauchende Antiklinalkerne des Faltenbaues dar, sodaß wir am ehesten hier die Fortsetzung der Gaißbarkopf-Falte der geologischen Umgebungskarte Gastein vermuten möchten.

Der also ziemlich heterogen zusammengesetzte Gesteinszug der Marislwand wird mehrere hundert Meter mächtig und bildet braun anwitternde, die Landschaft beherrschende Kalkglimmerschieferwände und Bratschenhänge. Er streicht folgendermaßen: Zederhaustal (Brettstein, Brugger, Kraglerau)—Wabenspitze—Marislwand—Kreuzhöhe—Pleißnitzscharte—Pleißnitzkogel—Silberplatten—Röthspitze—Griebnerkar—Göll Alm—Stickler Alm—Milchleiten—Hiasbauer Alm—Kleines Reinkar—Murwand (P. 2393) und Falscheck (P. 2506). Es handelt sich teils um Kalkglimmerschiefer, teils um Kalkphyllite. Liegendfallen im Dezimeter-Bereich zeigt der Kalkglimmerschiefer

an der Straße im Murtal bei der Mündung des Abrahamgrabens bei Brücke P. 1718 zwischen Zalussen- und Stickler Alm.

Schwarzphyllite (Brennkogelserie) sind besonders im Gebiete Wabenspitze—Kreuzhöhe—Pleißnitzkogel in diesem Kalkglimmerschieferzug der Marislwand angeschoppt. Sie begleiten auch meist die Serpentine und führen Lagen von phengitfreiem („liassischem“) Quarzit und Karbonatquarzit.

Ein solcher Karbonatquarzit wurde im Steinbruch Kraglerau im Zederhaustal gebrochen. Er liegt dort auf Kalkglimmerschiefer und ist 10 m mächtig im Steinbruch erschlossen. Er bildet prächtige tektonische Walzen um flach WNW fallende Achse. Das Gestein hat grüne Farbe. Es zeigt Chlorit und Serizit auf s; im Längs- und Querschnitt farblose Kalzit-Quarz-Lagen.

Es handelt sich um Serizit-Chlorit-Karbonat-Quarzit mit hauptsächlich präkristalliner Deformation. Die Accessorien sind Epidot, Titanit, Apatit und Opazit. Stellenweise enthält hier dieser Karbonatquarzit mehrere Zentimeter dicke Lagen von grünem Serizit-Chlorit-Schiefer mit Quarz, Albit (Plag I, häufig automorph gegenüber Serizit und Chlorit), Titanit (brauner Kern mit farbloser Hülle) und Epidot.

Infolge Unterschneidung der hangparallel NW einfallenden Schieferplatten durch den Steinbruchbetrieb entstand ein Bergrutsch, der das darunter befindliche Haus des Steffelbauern bedroht und durch Absicherungsarbeiten zum Halten gebracht wurde.

Die Serpentinzüge, die, wie schon hervorgehoben, meist von Schwarzschiefer mit Quarziten (auch Graphitquarziten) begleitet sind, lassen sich von der Marislwand bis ins Großarlal verfolgen. Talkschiefer erreicht an der Pleißnitzscharte 8 m Mächtigkeit. Am Pleißnitzkogel-ESE-Kamm finden sich in Seehöhe 2480 m im Talkschiefer 1.5 cm große, braun anwitternde Karbonatporphyroblasten (wahrscheinlich Breunnerit) zusammen mit Serpentin und Ophikalzit. Im Profil des Pleißnitzkogels lassen sich drei Serpentinzüge kartieren. Der nördlichste ist im Kühkar (180 m nordwestlich des Buchstabs „a“ des Wortes „Kühkar“ der Österreichischen Karte 1:50.000) als bemerkenswert fuchsitreicher Antigorit-Talk-Schiefer entwickelt mit besonders großen Fuchsitafeln. Auf der Röhspitze (Tafel 5, Profil 3), deren N-Grat und im Soliesingkar liegt der Serpentin (bis 70 m mächtig) auf Kalkmarmor, welcher teilweise zu Ophikalzit mit Fuchsit umgewandelt ist. Bemerkenswerterweise fehlt hier die Schwarzphyllit-Begleitung des Serpentin. Im Soliesingkar finden sich zwei Stollen auf erzführendem Serpentin. Die drei Serpentinzüge streichen bis ins Gießnerkar. Dort keilen die beiden tieferen Serpentinzüge im Rahmen eines prächtigen Faltenbaues aus. Nur der obere Serpentinzug (Fortsetzung des Serpentin der Röhspitze) streicht ins Murtal weiter. Er bildet nun in Begleitung von Schwarzschiefer den bis 40 m mächtigen Serpentin der Göll Alm in Begleitung von Asbest, Talkschiefer und Chloritfels. Dort ist er erzführend: Stollen und Galerie in Seehöhe 2050 bis 2060 m mit erzführender Halde und Gebäuderesten. Eine vierte, noch höhere Serpentinlage befindet sich südlich des Göllsees in Seehöhe 2210 m. Diese beiden Serpentinzüge erreichen das Murtal bei der Stickler Alm (Tafel 6, Profil 1), wobei der untere westlich des Abrahamgrabens 45 m Mächtigkeit besitzt und auch an der neuen Straße zur Sticklerhütte aufgeschlossen ist. Es folgen die bekannten Vorkommen der „Pfeifenberger Alm“ (teilweise Bronzitserpentin) bei der Sticklerhütte (O. M. FRIEDRICH 1936, p. 123 und 1968, p. 66; F. THALMANN 1963) mit den Stollen und erzreichen Halden (drei Stollen westlich und südwestlich Sticklerhütte und Pinge mit reicher Erzhalde südwestlich Brücke 1753). Die weitere Fortsetzung befindet sich südlich Hiasbauer Alm, ferner nördlich P. 1772 und in den Wänden der Hiasbauerstellen (nordöstlich P. 1972, mit Strahlstein- und Chloritfels), um im Großarlal wieder zu erscheinen: Kree Heim Alm, Karkogel (Geologische Umgebungskarte Gastein).

Die hangendste Partie der Marislwandschuppe wird von geringmächtigem Grünschiefer und Grünphyllit aufgebaut, z. B. bei P. 2343 am Pleißnitzkogel-N-Grat (Tafel 5, Profil 2).

## 23. Zederhausschuppe

## 231. „Trias“

Der basale „Trias“-Zug der Zederhausschuppe streicht mit Unterbrechungen von Steinitzen zum Pleißnitzkogel-N-Grat und über den SE-Kamm der Plankovitsspitze zur Göll Alm und ins Murtal nordwestlich Hiasbauer Alm.

Auf der Steinitzen ist die „Trias“ 2 m mächtig und liegt in einer gemischten Schieferenserie (Tafel 4, Profil 6). Folgendes Detailprofil vom Hangenden zum Liegenden wurde hier aufgenommen:

## Zederhausschuppe:

Steinitzen (P. 2151 m)

Grünschiefer

Kalkglimmerschiefer (8 m)

Grünschiefer (5 m)

Kalkglimmerschiefer (10 m)

Schwarzphyllit (2 m)

Serizit-Chlorit-Phyllit = Grünphyllit (5 m)

Dolomitmarmor (2 m)

„Trias“

## Marislwandschuppe:

Seehöhe 2210 m

Kalkglimmerschiefer (15 m)

Seehöhe 2260 m

Schwarzphyllit (80 m) mit Kalkglimmerschiefer und Karbonatquarzit

Wabenspitze (P. 2359)

Kalkglimmerschiefer

Nördlich Pleißnitzkogel erreicht die „Trias“ durch lokale Anschoppungen 10 bis 20 m Mächtigkeit. Ein nach oben ausspitzender Keil aus Dolomit- und Kalkmarmor steht im Pleißnitzkar, 500 m südsüdwestlich Pleißnitzhütte an. Am Grat (Pleißnitzkogel-N-Grat) bildet die „Trias“ eine von oben eintauchende Schuppe in Grünphyllit (Tafel 5, Profil 2). Das Detailprofil ist hier von oben nach unten folgendermaßen beschaffen:

## Zederhausschuppe:

Gratzacken, Seehöhe 2310 m

Grünphyllit

Kalkglimmerschiefer (2 m)

Grünphyllit (1 m)

Kalkglimmerschiefer (2 m)

„Trias“

Kalkmarmor (0·5 m)

Dolomitmarmor (4 m)

Rauhwanke (1 m)

Kalkmarmor (1 m). s: N 45 E/60 N. Lineation alt (Elongation der Glimmer): N 120 E/42 W. Achse der jungen Knitterung: N 15 E/60 N.

Schwarzphyllit (2 m)

Rauhwanke (0·5 m)

## Marislwandschuppe:

P. 2343

Grünphyllit. s: N 78 E/48 N. Lineation: N 95 E/20 W.

Auch am SE-Kamm der Plankovitsspitze liegt die „Trias“ (bloß 1·5 m mächtig) zwischen Grünphyllit. Das Detailprofil lautet hier vom Hangenden zum Liegenden:

## Zederhausschuppe:

Plankovitsspitze (P. 2412)

Grünschiefer (15 m)

Schwarzphyllit (5 m)

Kalkglimmerschiefer (5 m)

Grünschiefer (10 m)

Kalkglimmerschiefer (6 m)

Grünschiefer und Grünphyllit (15 m)

„Trias“

Dolomitmarmor (1·5 m)

## Marislwandschuppe:

Grünphyllit (2 m)

Karbonatquarzit (3 m)

Kalkglimmerschiefer (15 m)

Südwestlich des Gällsees ist dieser „Trias“-Zug in Seehöhe 2225 *m* mit 3 *m* Mächtigkeit in derselben tektonischen Position anzutreffen und besteht aus Quarzit, Kalkmarmor und Brecciendolomit.

Eine isolierte, 10 *m* mächtige Dolomitlinse (grau bis farblos) im Grünschiefer südwestlich P. 1922 bei der Hiasbauer Alm im Murtal bildet das letzte Vorkommen dieses „Trias“-Zuges auf unserem Kartenblatt. Auf der geologischen Karte der Umgebung von Gastein entspricht seiner Fortsetzung die „Trias“ nordwestlich der Vorderen Kaser Hochalm im Hubalpental (südlich Hüttschlag).

Hingegen ist die 1·5 *m* dicke Dolomitlinse in Begleitung von Kalkphyllit und Schwarzphyllit in Seehöhe 2415 *m*, 170 *m* südsüdöstlich Jägerspitze wegen ihrer hohen tektonischen Lage im Zederhauser Grünschieferzug als eine lokale Sekundärschuppe zu betrachten. Ihr entspricht auch die kleine Dolomitlinse im Schwarzphyllit, 300 *m* nordwestlich der Plankovitsspitze. Beide wurden auf der Übersichtskarte Tafel I nicht eingetragen, um die Übersichtlichkeit zu wahren. Sie weisen aber auf einen komplizierten Faltenbau innerhalb der Zederhausschuppe hin.

### 232. Zederhauser Grünschieferzug

Der Zederhauser Grünschieferzug ist der mächtigste Grünschieferzug unseres Gebietes und dürfte, wie schon erwähnt, wegen seiner Einschaltungen von „Trias“, Schwarzphyllit, Karbonatquarzit und Kalkglimmerschiefer aus mehreren Teilalten und Teilschuppen zusammengesetzt sein. Vom Zederhaustal bei der Ortschaft Zederhaus und Posegg streicht er über Steinitzen, Retzenberg, Schober, Veit Alm, Bloßkogel, Pleißnitzkogel-N-Grat, Nahendfeldtal, Plankovitsspitze, Reinkar Lacke, Nebelkareck, Jägerspitze ins Gebiet der Gasteiner Umgebungskarte, wo auch tatsächlich bei Hüttschlag und Hirschgruben Alm seine Verfaltung mit Kalkglimmerschiefer aufs Beste sichtbar ist. So ist die absonderlich große Mächtigkeit im Gebiete Nebelkareck—Jägerspitze (800 *m*) als sekundäre tektonische Anschoppung zu verstehen.

In der Wand südöstlich der Veit Alm ist der Grünschiefer als Biotit-Chlorit-Prasinot entwickelt, der gut gebändert ist (epidotreichere und epidotärmere Lagen). Die chloritreichen Lagen sind reich an Kalzit. Solche Lagen enthalten bis 1 *m* mächtige Kalkspatlinsen. Außerdem ist zeilenförmig angereicherter Magnetit mitunter im Längs- und Querbruch des Gesteines megaskopisch erkennbar.

Hauptgemengteile: Albit (Plag I und II), Epidot, Biotit (hellgelb bis braungrün) und Chlorit. Nebengemengteile: Magnetit und Kalzit. Accessoria: Apatit und Titanit.

Grünschiefer mit 3 *mm* großen Magnetitporphyroblasten steht am Sommerleitenkopf-ESE-Kamm in Seehöhe 2390 *m* an.

Als Ergänzung zu O. M. FRIEDRICH's Beschreibung (1936, p. 123 bis 124) der Kiesvorkommen Reinkar und Jagerspitzel (= Jägerspitze) konnte ich folgendes beobachten: Das Mundloch des Unterbaustollens befand sich anscheinend im Kar nördlich der Jägerspitze in Seehöhe 2125 *m* und zwar in 560 *m* Horizontaldistanz westsüdwestlich Prabitschkopf. Ich fand dort ein verbrochenes Mundloch mit starkem Wasseraustritt, Schneekrägen und Gebäuderesten. So finden die sehr beträchtlichen Schlackenhalde bei der Unteren Essl Alm (zugehörige Aufbereitung) ihre Erklärung, da die kleinen Stollenanlagen in der Gipfelregion der Jägerspitze wohl nicht allein solche Fördermen- gen liefern konnten und einer älteren Periode des Bergbaues angehören dürften.

Am W-Abhang der Jägerspitze zum Nebelkar findet sich am Grat in Seehöhe 2450 *m*, und zwar 60 *m* nordwestlich des Gipfels ein 0·5 *m* mächtiger, konkordanter Erzausbiß im Grünschiefer. Hier sind verbrochene Stollen (O. M. FRIEDRICH), Mauerreste und eine kiesführende Halde vorhanden. Tiefer unten in Seehöhe 2390 *m* befindet sich in der Wand die von O. M. FRIEDRICH genannte, weithin sichtbare blaugrüne Ausfällung sekundärer Kupferminerale durch austretende Grubenwässer. Südlich davon ist in der Rinne zwischen Seehöhe 2350 und 2300 *m* eine Bergbauhalde mit Erz, Holzresten und Holzkohle vorhanden. In Seehöhe 2240 *m* und 2210 *m* befinden sich Stollen und Pingen an einer Verwerfung im Grünschiefer. Die Verwerfung streicht N 100 E und steht saiger. Ihr S-Flügel ist um 6 *m* abgesunken, was sich aus der Verstellung eines im Grünschiefer befindlichen Kalkglimmerschieferbandes ablesen läßt.

In der steilen SE-Flanke der Jägerspitze gegen das Kleine Reinkarl zu liegen drei große kiesführende Bergbauhalden zwischen Seehöhe 2450 und 2400 m mit den zugehörigen Stollenmundlöchern. Die höchsten befinden sich knapp südlich unter dem Gipfel der Jägerspitze und lassen Erzausbisse erkennen. Zwei andere Stolleneingänge erkennt man in Seehöhe 2455 m in der Grünschieferwand südöstlich vom Gipfel (mit grünen Ausfällungen sekundärer Kupferminerale). Zwei anscheinend noch befahrbare Stollen mit Erzausbissen münden unmittelbar neben dem Fußsteig in Seehöhe 2420 m, südsüdöstlich vom Gipfel. Weiter abseits, 320 m ost-südöstlich der Jägerspitze befinden sich in Seehöhe 2410 m ein befahrbarer und zwei verbrochene Stollen mit einer 0,5 m mächtigen, konkordanten verkiesten Grünschieferlage und mit einer kiesführenden Halde. Die Bezeichnung „Schmalzgrube“ und tiefer unten „Schmalzgraben“ für das Murtal mögen eventuell mit einstiger Aufbereitung des Erzes dieser Stollen während der älteren Bergbauperiode im Zusammenhang stehen, doch konnte ich keine Schlackenhalden finden.

### 233. Schwarzphyllit, Karbonatquarzit, Kalkphyllit, Grünphyllit

Diese Gesteine folgen über dem Zederhauser Grünschieferzug längs des Streifens: Zederhaustal (bei den Weilern Marislbach und Brückdorf)—Pleißnitzhütte—Nahendfeldtal—Scharte P. 2350 (zwischen Plankovitzspitze und Barleitenkopf)—Stierkarl—Jägerspitze (N-Flanke).

Der Karbonatquarzit wird im Steinbruch des Veitbauern (= Veitbauern Steinbruch), 250 m südwestlich König im Zederhaustal gebrochen. Im Steinbruch sind prächtige Liegendfallen um die flach westnordwestlich einfallende Achse, der auch die Lineation des Gesteines folgt, zu sehen. Neben Serizit und Chlorit ist an dem ebenflächig-parallel-schieferigen Gestein mit farblosen Quarz- und Kalzitlagen mitunter auch etwas Biotit megaskopisch erkennbar. Es handelt sich um Serizit-Chlorit-Karbonat-Quarzit wahrscheinlich „jurassischen“ Alters. Er ist frei von Phengit.

Hauptgemengteile: Serizit, Chlorit, Kalzit und Quarz (Böhmsche Lamellen. Als Quarz-in-Kalzit-Gefüge nicht undulös). Ferner: Albit (Plag I. Als Albit-in-Kalzit-Gefüge nicht undulös), Biotit, Epidot, Titanit (in Begleitung des Chlorits) und Apatit. Siehe auch Petrographie, chemische Untersuchung und technische Daten bei A. KIESLINGER 1964, p. 75 bis 78. Auf einer gemeinsamen Exkursion im Juli 1970 machte mich Herr Kollege Dr. W. FRANK sehr richtig darauf aufmerksam, daß das Gestein wegen seines hohen Karbonatgehaltes eigentlich eher in die Gruppe der Kalkglimmerschiefer zu stellen sei. Und zwar kennt W. FRANK analoge chloritreiche, gut gebänderte Kalkglimmerschiefer bis Kalkglimmermarmore in ähnlicher tektonischer Position, nämlich in den höchsten Lagen der Oberen Schieferhülle, nahe den aufliegenden Schwarzphylliten der Nordrahmenzone in den Mittleren Hohen Tauern. FRANK (mündliche Mitteilung) weist ganz richtig darauf hin, daß das Gestein den „Aptychenkalken“ des Unterostalpins (Tarntaler und Radstädter Berge) verblüffend ähnlich sieht.

Grünphyllite treten in den tektonisch hohen Lagen der Zederhausschuppe in Begleitung echter Grünschiefer auf (z. B. Steinitzen, Bloßkogel, Pleißnitzkogel-N-Grat, Jägerspitze-N-Flanke). Es handelt sich um diejenigen Untergruppen der Grünphyllite, die genetisch mit den Grünschiefern der Bündnerschiefer enge verwandt sind (siehe Seite 91!).

### 24. Quarzlager und junge Störungen

Konkordante Lagerquarze sind vor allem in den Schwarzphylliten sehr häufig. Einige größere Vorkommen wurden kartiert. Hier sei nur der auffällige, 3 m mächtige, steile Quarzlagergang am Gipfel der Silberplatten (P. 2473) genannt. Er füllt die Fuge zwischen Schwarzphyllit und Serpentin aus und ragt als weiße Mauer in die Höhe, den Namen des Berges bedingend.

Eine Rechtsseitenverschiebung von einigen Metern Verschiebungsbetrag wurde bei P. 2060 (Kuppe östlich Roßfallgraben) kartiert. Ablesbar ist die Verschiebung der Folge (vom Hangenden zum Liegenden): Kalkglimmerschiefer, Karbonatquarzit, Schwarzphyllit, Kalkglimmerschiefer, Chlorit-Serizit-Albit-Schiefer (Schrovingneis). Die auf der Österreichischen Karte 1 : 25.000 und 1 : 50.000 eingetragene Quelle (60 m nordnordöstlich P. 2060) tritt an der Störung aus.

Beschreibung einer kartierten Verwerfung nordwestlich Jägerspitze siehe Seite 86.

## F. Nördliche Rahmenzone und Unterostalpine Schollen

Wie schon im einleitenden Kapitel über die Gesteinsserien der Hafnergruppe hervor-gehoben wurde (Seite 15 bis 16), zeigt dieser nördlichste Zipfel unseres Gebietes, der sich bereits im Übergangsbereich zu den Radstädter Tauern befindet, ungemein komplizierte tektonische Strukturen.

Schwarzphyllite als Fortsetzung des oberen Schwarzphyllitzuges der geologischen Umgebungskarte Gastein (Fuscher Phyllit) bauen die Hauptmasse der nördlichen Rahmenzone auf. Ihnen sind Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllite, Karbonatquarzite, Quarzite, Serpentine, Grünschiefer und progressiv metamorphe Grünphyllite (Chlorit-Serizit-Quarzphyllite) eingeschaltet. Diese Serie kann als hochpenninisch bezeichnet werden.

In der hochpenninischen Serie (obere Schwarzphyllitzone oder Zone der Fuscher Phyllite) konnte ich zahlreiche, lang hinstreichende „Trias“-Schollenzüge kartieren. Auf Tafel I sind aus Übersichtsgründen nur die mächtigsten „Trias“-Dolomitlinsenzüge in der Nördlichen Rahmenzone eingetragen. Sie entsprechen den „Trias“-Schollen, die auch auf der Umgebungskarte Gastein südlich der Tappenkarberge in den Oberen Schwarzphylliten schwimmen. Die Schollenzüge zeigen einen komplizierten tektonischen Schuppenbau der hochpenninischen Schieferserie an. Die Schollenzüge bestehen im vorliegend untersuchten Gebiet nicht nur aus Dolomit, sondern auch aus diaphthoritischem altkristallinem Gneis, aus wahrscheinlich paläozoischem, diaphthoritischem Quarzphyllit (regressiv metamorpher Chlorit-Serizit-Quarzphyllit mitsamt zugehörigen Schwarzschiefern, Graphitquarziten, Quarziten, Kalkschiefern und Grünschiefern) und aus Quarzit, Rauhwacke und Kalkmarmor („Trias“).

Es handelt sich also nicht bloß um „Trias“-Schollenzüge des Hochpenninikum, sondern auch um Schollenzüge mit unterostalpinem Altkristallin und Quarzphyllit, mithin um tektonische Schollen, die bereits dem Unterostalpin der Radstädter Tauern zuzurechnen sind.

Damit ergibt sich hier auf Grund meiner geologischen Neuaufnahme eine innige tektonische Mischung hochpenninischer und unterostalpiner Serien. Analoges kennen wir sehr gut aus der Matreier Zone im Süden der Hohen Tauern. Das Resultat meiner Beobachtungen ist, daß Nördliche Rahmenzone und Matreier Zone analog aufgebaut sind. Ich komme also auf Grund eingehender Untersuchung des kleinen, aber sehr kompliziert gebauten nördlichen Zipfels der Hafnergruppe zu einem Ergebnis, das für mich persönlich sehr eindrucksvoll und neu war, und auf das Allerbeste mit den großtektonischen Auffassungen führender Alpengeologen in benachbarten Bereichen der Glocknergruppe und der Radstädter Tauern übereinstimmt.

Die beiden großen unterostalpinen Trias-Schollen des Weißbecks und der Rieding- spitze (Lumachellen fand ich im wahrscheinlich oberladinischen bis karnischen Dolomit des Ödenkars am Weißbeck) verhalten sich tektonisch ähnlich wie die genannten „Trias“-Schollenzüge in der Nördlichen Rahmenzone. Sie bilden tektonische Walzen um westlich eintauchende Faltenachse. Dementsprechend werden sie von den Schiefen der Nördlichen Rahmenzone umhüllt. Sie tauchen tunnelförmig unter diese Schiefer gegen W unter. Die Weißbeckscholle spitzt zu einem nach W lang hinstreichenden „Trias“-Schollenzug innerhalb der hochpenninischen Schiefermasse aus. Damit ist der unmittelbare Übergang der unterostalpinen Großscholle zu einem dünnen Schollenzug der oben genannten Art nachgewiesen.

Somit ist eine scharfe Abtrennung eigentlicher hochpenninischer „Trias“-Schollenzüge von den fossilführenden unterostalpinen Triasschollen der Radstädter Tauern im bearbeiteten Bereich kaum durchführbar. Ich behandle deshalb im folgenden Texte der Detailbeschreibung die Nördliche Rahmenzone und die Unterostalpinen Schollen zusammen.



Wir beschreiben die Gesteinszüge wiederum in ihrer Anordnung von S nach N. Zunächst besprechen wir die „Trias“-Schollenzüge und Schiefer südlich des Weißecks. Sie stellen eine ungemein komplizierte, enge geschuppte, tektonische Mischserie hochpenninischer und unterostalpiner Elemente dar. Mancher Leithorizont dieser Schollenzone läßt sich im Streichen 10 km lange verfolgen vom Zederhaustal östlich des Weißecks zum obersten Abschnitt dieses Tales (oberstes Zederhaustal = Hinteres Riedingtal) westlich des Weißecks (Tafel 1) und ins Gebiet der Gasteiner Umgebungskarte. Darüber folgt die Dolomitwalze des Weißecks mit ihrer spornförmigen W-Fortsetzung und mit den einhüllenden Schiefeln (Tafel 1 und 6). Noch komplizierter gebaut, weil aus mehreren Dolomitschollen mit dazwischen ein-spießenden Schiefeln bestehend, ist der weiter nördlich befindliche Schollenkomplex: Riedingspitze und Tiefenbachtal mit einem analogen W-Sporn und mit einhüllenden Schiefeln.

### I. „Trias“-Schollenzüge und Schiefer südlich des Weißecks

Im Hangenden der Bündnerschiefer der Zederhausschuppe folgen vier „Trias“-Schollenzüge mit jeweils auflagernden Schiefeln. Erst darüber befindet sich die Weißeckscholle mit ihren Begleitgesteinen. Die tektonische Mischserie über den Bündnerschiefern der Zederhausschuppe und unter der Weißeckscholle ist zu einem Stapel von etwa 1000 m Mächtigkeit angeschoppt. Zu Übersichtszwecken beziffere ich die kartierten „Trias“-Schollenzüge dieses engeren Bereiches vom Liegenden zum Hangenden mit den Ziffern 1 bis 4 (Tafel 5 und 6). Nummer 4 ist jene „Trias“, die sich im Liegenden des weithin streichenden mächtigen Breccienzuges (südlich des Weißecks) befindet. Ich nenne diese Breccien kurz Reicheschbreccie, weil sie den Gipfel des Großen Reicheschkogels aufbaut. Sie hat nachtriadisches Alter und dürfte der Schwarzeckbreccie der Radstädter Tauern nahestehen. In diesem Schollenzug Nr. 4 tritt erstmals eindeutig erkennbarer diaphthoritischer Gneis des unterostalpinen Altkristallins auf. Somit ist der Schollenzug 4 bereits dem Unterostalpin zuzuordnen. Für die Schollenzüge 1 bis 3 ist die tektonische Zuordnung, ob hochpenninisch oder unterostalpin, vorläufig kaum klärbar. Es treten in ihrem geologischen Verbands diaphthoritische Grünphyllite (postkristallin deformierte Chlorit-Serizit-Quarz-Phyllite) auf, von denen zumindest ein Teil sehr wahrscheinlich zum unterostalpinen Quarzphyllit der Radstädter Tauern gehört. Es ist somit für die Schollenzüge Nr. 1 bis 3 jedenfalls die Mitbeteiligung paläozoischen oder noch älteren Quarzphyllits wahrscheinlich.

Ein vollständiges Profil der hier zu behandelnden Serie liefert der Kamm: Sommerleitenkopf—Kleiner Reicheschkogel—Großer Reicheschkogel (Tafel 6, Profil 2). Hier können wir die Schollenzüge 1 bis 4 und die zwischenlagernden Schiefer übersichtsmäßig betrachten, und zwar vom Hangenden zum Liegenden:

- Reicheschbreccie (Großer Reicheschkogel)
- „Trias“ Nr. 4 (im Verbands mit altkristallinem Gneis und Quarzphyllit)
- Schiefer
- „Trias“ Nr. 3 (nahe der Scharte zwischen Großem und Kleinem Reicheschkogel)
- Schiefer
- „Trias“ Nr. 2 (Kleiner Reicheschkogel)
- Schiefer
- „Trias“ Nr. 1 (nordwestlich Reinkarlacke)

Bündnerschiefer des Deckensystems der Oberen Schieferhülle: Zederhausschuppe (Sommerleitenkopf und Jägerspitze).

Wir behandeln nunmehr im Detail die einzelnen „Trias“-Schollenzüge und die jeweils auflagernden Schiefer.

## 1. „Trias“-Schollenzug Nr. 1

Über den Bündnerschiefern der Zederhausschuppe setzt dieser „Trias“-Zug als Quarzit und Kalkmarmor am orographisch rechten Hang des Zederhaustales gegenüber dem Gehöft Gory ein und streicht durch den steilen Zliemwald auf den Kamm südlich Jagdhütte P. 1905. Die Fortsetzung von Quarzit und Kalkmarmor findet sich nördlich Lechner Alm und auf der Nahendfeld Alm. Als recht mächtiges, zweigeteiltes Gesteinsband überschreitet der Kalkmarmor den Barleitenkopf-SE-Kamm. Bis hierher handelt es sich um Quarzit und Kalkmarmor (Tafel 5, Profile 1, 3 und 4). Weiter westlich stellt sich im Stierkarl neben Kalkmarmor auch Dolomit ein, der dann nördlich der Stickerl Hütte im Steilhang als 4 m mächtiger Brecciendolomit (grauer bis gelber Dolomit, rotbraun verwitternd, von Quarzadern durchzogen) zwischen Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit im Liegenden und Grünphyllit im Hangenden durchzieht (Tafel 6, Profil 1). Nördlich und nordwestlich der Reinkarlacke finden sich in seiner Fortsetzung postkristallin deformierter Quarzphyllit, stellenweise mit dem Habitus diaphthoritischen altkristallinen Muskovitgneises, und im Grünphyllit steckende Dolomitschollen, bis 6 m mächtig, nach Art des Eisendolomites von Quarzadern durchsetzt, intensiv mit Kalkmarmor verfaultet (siehe Tafel 6, Profile 2 und 3). Der „Trias“-Dolomitschollenzug Nr. 1 ist somit auf einer streichenden Länge von 9.6 km verfolgbar.

## 2. Die Hauptmasse der Grünphyllite über der „Trias“ Nr. 1

Die Schiefer über dem „Trias“-Schollenzug Nr. 1 zeichnen sich dadurch aus, daß in ihnen die Grünphyllite in besonders mächtigen Zügen entwickelt sind. Die Hauptmasse der Grünphyllite des von mir bearbeiteten Gebietes sind hier gelegen.

Als Grünphyllit bezeichne ich Chlorit-Serizit-Quarz-Phyllite, die teils glänzende s-Flächen aufweisen und progressiv metamorph sind (progressive alpidische Metamorphose = Tauernkristallisation), teils jedoch matt grau-grünliche, unfrisch erscheinende, gequälte s-Flächen besitzen, regressiv metamorph sind und den unterostalpinen Quarzphylliten gleichen oder zumindest nahe an diesen bekannten Gesteinstypus (Radstädter Quarzphyllit, Katschbergschiefer, Innsbrucker Quarzphyllit) herankommen, wobei die grüne Farbe dann mehr in dunkelgraue Farbtöne übergeht.

Mit dem Wörtchen Grünphyllit bezeichne ich mehr den erstgenannten, progressiv metamorphen, glänzenden Typus, während ich mich bemühe, den zweitgenannten, regressiv metamorphen Gesteinstypus als „diaphthoritischen Quarzphyllit (wahrscheinlich unterostalpinen Paläozoikum) mit unscharfen Übergängen zu penninischem Grünphyllit der Nordrahmenzone“ auf der geologischen Karte, in den Profilen und in der Beschreibung auszuscheiden.

Da sämtliche Übergänge zwischen dem erstgenannten und dem zweitgenannten Gesteinstypus in meinem Gebiete existieren und sogar sehr häufig sind, ist diese Unterscheidung sehr wenig exakt. Den großen Mengen und mächtigen Aufschlüssen der mittleren Typen, die zwischen den beiden zuordenbaren Extremtypen stehen, müßte man mit viel spezielleren Methoden beizukommen trachten als es mir praktisch möglich war. Ich denke an geochemische Untersuchungen, Schwermineraluntersuchungen, radio-metrische Untersuchungen und statistische petrographische Reihenuntersuchungen an umfangreich zu sammelnden, systematisch in kurzen Abständen voneinander dem Anstehenden zu entnehmenden Gesteinsproben, kombiniert mit Gefügeuntersuchungen. Dies bleibe einem späteren Bearbeiter überlassen. Ich muß gestehen, daß ich mich bei meiner Bearbeitung dieser Gesteine hauptsächlich auf den megaskopischen Habitus gestützt habe.

Schon W. SCHMIDT (1924) kämpfte anscheinend mit diesem Problem (Abgrenzung des Pennins gegen seine „Phyllite unbestimmbaren Alters“ und deren Abgrenzung wiederum gegen „Quarzphyllit und Quarzit, Pinzgauer Phyllit?“). S. PREY (1938) beobachtet bereits die „grünen Phyllite“ und hebt besonders hervor, daß sie auffallend

sind und z. B. am Barleitenkopf (das ist die hier zu behandelnde Schieferzone) breitere Züge bilden und oft mit den Prasiniten verbunden sind. Und andererseits nennt er bereits die „grünen Phyllite“, Quarzite usw., auf denen die Dolomitscholle des Weißsecks aufruhet und entdeckt das „diaphthoritische Altkristallin“ unter der Dolomitscholle der Riedingspitze. Im westlichen Nachbargebiet ist mir bei der geologischen Kartierung der Gasteiner Umgebungskarte das Problem deutlich geworden und ich habe es damals auf „eine zukünftige, mehr die Einzelheiten berücksichtigende Kartierung“ (EXNER 1957, p. 56) hinausgeschoben. F. THALMANN (1962) gliederte dann bereits im Gebiet der nördlichen Hafnereckgruppe „chlorit-serizitreiche“, „chlorit-quarzreiche Phyllite“ und den „Quarzphyllit, Altkristallin“ von den Grünschiefern kartenmäßig ab und beschrieb die betreffenden Gesteine. Ich selbst gelangte im Zuge der vorliegenden Untersuchung, von E nach W in den Bündnerschiefern zwischen Zederhaus- und Murtal fortschreitend zunächst kartierend zu den Grünphylliten in der Zederhausschuppe der Bündnerschiefer und dann zu dem gewaltigen Phänomen der Grünphyllite in der Nördlichen Rahmenzone und schrittweise später in das Gebiet der Quarzphyllite und der altkristallinen Gneise (EXNER, Aufnahmeberichte 1967 bis 1970). Ich biß mich dabei in dieses Problem ziemlich gründlich ein, ohne es lösen zu können. Ich erkannte vielmehr, daß manche Grünphyllite petrographische Konvergenzen folgender sechs genetisch verschiedener Ausgangsgesteine darstellen.

1. Die den Grünschiefern der Bündnerschiefer ähnlichen, glänzenden, progressiv metamorphen Grünphyllite unterscheiden sich durch den hohen Quarzgehalt von den Grünschiefern. Sie sind wohl am ehesten als Tuffite (EXNER, Aufnahmebericht 1967) im Rahmen des basaltischen Vulkanismus (Ophiolithe in den Bündnerschiefern) zu deuten. Da diese vermeintlichen Tuffite in den hangendsten Partien der Bündnerschiefer der Zederhausschuppe und in der Nördlichen Rahmenzone vorkommen, scheinen sie erstens stratigraphisch den jüngsten Partien der Bündnerschiefer anzugehören und zweitens für die hochpenninische Zone (Nördliche Rahmenzone) typisch zu sein.

2. Die alpidische Metamorphose in der Nördlichen Rahmenzone ist sehr schwach (Aus-treten von Stilpnomelan an Stelle von Biotit. Reliktische Erhaltung voralpidischer Muskovite), jedoch die Gesteinsdurchbewegung äußerst intensiv. Grünschiefer der Bündnerschieferserie nehmen, wenn sie tektonisch in diese Zone gelangen, örtlich diaphthoritischen Charakter an und nähern sich dem Typus: Grünphyllit.

3. Unterostalpiner Quarzphyllit nähert sich dem Typus: Grünphyllit.

4. Im Unterostalpinen Quarzphyllit erfahrungsgemäß häufige Einlagerungen von Grünschiefern (paläozoische oder ältere Basalte und regressiv metamorphe Amphibolite) sind von regressiv metamorphen Bündnerschiefer-Grünschiefern örtlich kaum unterscheidbar.

5. Eine für die Nördliche Rahmenzone allgemeine Erscheinung ist die Vergrünung der altkristallinen Para- und Orthogneise des Unterostalpins. Biotit ist nicht stabil. An seiner Stelle bilden sich Chlorit und Stilpnomelan. Erfahrungsgemäß sind diese Gesteine alle grün (Chlorit). Sehr intensive Durchbewegung dieser Diaphthorite erzeugt vor allem in den dünnen Altkristallin-Schollenzügen Phyllonite, die sich dem Habitus der Grünphyllite nähern.

6. Altkristalliner unterostalpiner Amphibolit wird in der Nördlichen Rahmenzone regressiv metamorph und nimmt den Charakter von Grünschiefer und von Grünphyllit an.

Als ich diese Erfahrungen in meinem Vortrag im November 1969 vor der Geologischen Gesellschaft in Wien darlegte, machte in der anschließenden Diskussion Herr Kollege Dr. W. DEMMER auf seine Ergebnisse in analogen Serien in der tektonischen Unterlage der Radstädter Tauern im Kleinarltal und nördlich des Kraxenkogels (Ennskraxen) aufmerksam. Diese wertvollen Untersuchungsergebnisse (DEMMER 1961, p. 11 bis 46) waren meiner Aufmerksamkeit bis dahin entgangen und ich fand nun beim Studium der DEMMER'schen Arbeit die allerbeste Übereinstimmung mit meinen, unabhängig gewonnenen Ergebnissen und Interpretationen. Darüber hinausgehend hat DEMMER (1961) betont, daß die progressiv metamorphen penninischen Serizit-Chloritphyllite und Grünschiefer kalkreicher sind,

als die Grünschiefer in der retromorphen Quarzphyllitserie, jedoch sind manche grünliche penninische Kalkphyllite kaum von solchen der Quarzphyllitserie zu unterscheiden. Das diaphthoritische Kleinarler Altkristallin, das DEMMER sehr genau beschreibt, zeigt große Ähnlichkeit mit dem von mir in der nördlichen Hafnergruppe (Unterostalpine Schollen) untersuchten. Sehr wertvolle Beschreibungen gibt DEMMER von der Quarzphyllitserie unter der Ennskraxen. Er nennt karbonatfreie, chloritische Quarzphyllite, die teilweise als phyllonitische Diaphthorite nach altkristallinem plagioklasführendem Zweiglimmerschiefer auf Grund der Relikte von Biotit und polysynthetisch verzwilligtem Plagioklas (Typ Plag II) deutbar sind. Er beschreibt kalkhaltige bis kalkreiche grünliche Phyllite, die teilweise als regressiv metamorphe variszische Kalkglimmerschiefer mit variszischem Plag II zu interpretieren sind. Sie weisen Übergänge zu dunklen Phylliten, Grünschiefern und zu Serizit-Chlorit-Phylliten auf. Ferner beobachtete DEMMER innerhalb der Quarzphyllitserie feinschichtige feinkörnige Grünschiefer und quarzische Gesteine, die beide auf die Nähe der grünen Phyllite beschränkt sind. Die Quarzphyllitserie hält DEMMER wohl sehr richtig für die Dachformation des unterostalpinen Altkristallins. Es dürfte sich um eine altpaläozoische Serie aus basischen Vulkaniten, tonig-sandigen Sedimenten und tonig-kalkigen Ablagerungen handeln, wobei jedoch etwa 85% aller Gesteine des DEMMER'schen Untersuchungsgebietes der Quarzphyllitserie Diaphthorit-verdächtig sind. „Die grüne Phyllitserie reicht dadurch hart an den Rand eines nuancierten Wechselspieles zwischen progressiver und regressiver Metamorphose“ (W. DEMMER 1961, p. 46).

All das bestätigt aufs beste und erweitert meine Erfahrungen bezüglich der Grünphyllite, und ich möchte nun wieder in der Lokalbeschreibung der nördlichen Hafnergruppe fortfahren.

Die mächtigen Grünphyllite im Hangenden des „Trias“-Schollenzuges Nr. 1 streichen in Begleitung von Schwarzphyllit, Karbonatquarzit, Kalkphyllit, Kalkglimmerschiefer, Serpentin und Grünschiefer vom Zederhaustal zwischen Gries und Mühlbach durch das Nahendfeldtal zum Barleitenkopf und über Stierkarl und Kamm südlich vom Kleinen Reicheschkogel zum Prabitschkopf und ins Hintere Riedingtal bei P. 1803.

Progressiv metamorpher Grünphyllit mit glänzenden s-Flächen zeigt Ähnlichkeit zu den Grünschiefern, in die er örtlich übergeht, jedoch hohen Quarzgehalt und graphitische Substanz. Beispiel: Chlorit-Serizit-Quarz-Phyllit (Fundort: Nördliche Flanke des Zederhaustales, Weg von Anger zur Schiefer Alm, Seehöhe 1350 m).

Hauptgemengteile: Chlorit, Serizit und Quarz. Nebengemengteile: Albit (Plag I, rundliche Porphyroblasten mit unverlegten Einschlußzügen von graphitischer Substanz, Serizit und Chlorit). Karbonat. Accessorien: Graphitische Substanz, Turmalin und Apatit. Postkinematische Kristallisation des Gesteines bezüglich Albit, Karbonat, Serizit und Chlorit.

Die mächtigen Aufschlüsse in den Grünphylliten in der Mündungsschlucht des Gödernierbaches, an der Straße bei Gries, in der Mündungsschlucht des Nahendfeldbaches und im Abrißgebiet des Bergsturzes westlich Zliemwald zeigen jedoch die ganze Mannigfaltigkeit tektonisch arg gequälter diaphthoritischer Grünphyllite mit selektiven Quarz- und Karbonatkauern und einem Habitus, der von den Grünschiefern der Bündnerschiefer stark abweicht. Er ist auch stofflich gar nicht unmittelbar aus den Grünschiefern der Bündnerschiefer im Zuge isochemischer regressiver Metamorphose ableitbar, da der Quarzgehalt viel zu hoch ist. In der Mündungsschlucht des Gödernierbaches sind es Chlorit-Serizit-Phyllite mit Zwischenlagen feinblättrigen, braun anwitternden Karbonatquarzites. Am Bergfuß westlich Gory sind es Chlorit-Serizit-Phyllite mit kalkhältigen Lagen, am N-Ufer des Zederhausbaches bei der Brücke Gries sind es an der Straße Schwarzphyllite mit Lagen von Serizit-Chlorit-Phyllit und bei der Mündung des Nahendfeldbaches sieht man an der Straße die Wechsellagerung von Chlorit-Serizit-Phyllit mit Schwarzphyllit, echten Grünschiefern und Bändern von Kalkmarmor und Quarzit.

Bei einer Überschreitung des Kammes Plankovitsspitze—Barleitenkopf—Felskar Spitze tritt einem der Unterschied zwischen Grünschiefern (Plankovitsspitze) und Grünphylliten (Barleitenkopf) sehr deutlich entgegen. Einesteils gibt es Übergänge zwischen Grünschiefer und Grünphyllit, dann solche zwischen Kalkphyllit und stark kalkhaltigem Grünphyllit, und endlich quarzphyllitische Grünphyllite mit Übergängen zu dunklen Phylliten mit quarzischen Lagen. Wir geben das Detailprofil dieses Kammes, um die Variabilität der Phyllittypen in der Nordrahmenzone zu zeigen. Es folgen vom Hangenden zum Liegenden (siehe auch Tafel 5, Profil 4):

## Nördliche Rahmenzone:

- P. 2536 Reichschbreccie (Mächtigkeit: 50 m). s: N 80 E/  
67 N  
Schwarzphyllit (20 m)  
Reichschbreccie (40 m). Faltenachse: N 103 E/  
28 W. s: N 60 E/47 NW
- „Trias“ Nr. 4 Rauhacke (1 m)  
Grünphyllit (10 m)  
Schwarzphyllit (15 m)
- „Trias“ Nr. 4 Gebänderter Kalkmarmor (2 m). Lineation:  
N 103 E/36 W. s: N 103 E/74 N  
Grünphyllit (0·3 m)  
Schwarzphyllit (1 m)  
Grünphyllit (3 m)  
Schwarzphyllit (8 m)  
Kalkglimmerschiefer (30 m). Faltenachse: N 75 E/  
37 W. s: N 50 E/62 NW  
Schwarzphyllit (20 m)  
Kalkglimmerschiefer  
Kalkmarmor
- Felskarspitze (P. 2506) Karbonatquarzit (4 m). Faltenachse: N 105 E/  
20 W. s: N 78 E/46 N  
Grünphyllit (3 m)  
Schwarzphyllit mit Quarzitlagen (20 m)  
Karbonatquarzit (3 m)  
Schwarzphyllit (10 m)  
Karbonatquarzit (4 m)  
Kalkmarmor (2·5 m)  
Schwarzphyllit (8 m)  
Kalkmarmor (3 m)  
Kalkphyllit (60 m). Faltenachse: N 113 E/30 W.  
s: N 75 E/50 N  
Schwarzphyllit (15 m)  
Kalkphyllit mit Grünphyllitlagen (20 m)  
Grünphyllit (3 m)  
Karbonatquarzit (4 m)  
Grünphyllit (8 m)  
Kalkphyllit (5 m)  
Grünphyllit (6 m)
- „Trias“ Nr. 3 grauer Dolomit, teilweise verquarzt (3 m)  
kalkhaltiger Grünphyllit (10 m)  
Kalkphyllit (4 m)
- tektonische Störung des Abrahamgrabens Mylonit und Quarz-Karbonat-Gang  
Grünphyllit (3 m)
- P. 2387 Schwarzphyllit  
Grünphyllit (2 m)
- „Trias“ Nr. 2 Serizitphyllit und Quarzit (4 m)  
dunkelgrauer geschieferter Dolomit (1 m)  
dunkler Phyllit  
Grünphyllit. Faltenachse N 98 E/16 W. s: N 65 E/  
58 NW  
dunkler Phyllit mit Übergängen zu Grünphyllit  
Grünphyllit  
Grünphyllit mit Grünschieferpartien (Übergänge)  
Schwarzphyllit  
Quarz-Karbonat-Lager
- Barleitenkopf (P. 2428) Grünphyllit  
Schwarzphyllit
- „Trias“ Nr. 1 Kalkmarmor
- Obere Schieferhülle (Zederhausschuppe):  
Schwarzphyllit
- P. 2350 Grünschiefer  
Kalkglimmerschiefer  
Schwarzphyllit

Auch am Kamm der beiden Reicheschkogel sammelt man die analogen Beobachtungen. Hier befindet sich im Grünphyllit, östlich P. 2317 ein kleines Serpentinvorkommen.

### 3. „Trias“-Schollenzug Nr. 2

Hierher gehört der Dolomit in der Enge des Zederhaustales, der im Steinbruch unmittelbar an der Straße, 280 *m* westnordwestlich Rothenwänder derzeit für Straßenschotter abgebaut wird. Das Profil vom Hangenden zum Liegenden im Steinbruch lautet: Grünphyllit (s: N 60 E/60 N), grauer Bänderkalk (10 *m* mächtig), grauer, massiger, zerklüfteter Dolomit (30 *m* mächtig), Schwarzphyllit (s: N 80 E/67 N). Im Bachbett und am orographisch rechten Ufer des Zederhausbaches findet sich der Dolomit in verrutschtem Zustand.

Er bildet dann zusammen mit Kalkmarmor die Steilwand westlich Mühlbach, in der er bis Seehöhe 1720 *m* westnordwestlich Maurer Alm, noch 10 *m* mächtig, als grauer Dolomit Radstädter Art verfolgt werden kann. Die Fortsetzung wurde dann westlich des Buchstabens „N“ des Wortes „Nahendfeld Mähder“ der Österreichischen Karte 1 : 25.000 gefunden. Südlich des Mühlbachsees tritt er als 3 *m* mächtiger Eisendolomit in den steilen Bachrissen in Seehöhe 2000 *m* wiederum auf und zeigt schollenförmige Fortsetzungen nach SW, wo er dann den Barleitenkopf-Felskarspitze-Kamm knapp südlich P. 2387 in Begleitung von Quarzit quert (Tafel 5, Profile 1, 3 und 4).

Weiterhin steht der graue Dolomit, 2 *m* mächtig, in Seehöhe 2370 *m*, westlich der Abraham-Störung und noch weiter westlich bei P. 2337 an. Er findet sich dann als grauer, 2,5 *m* mächtiger Dolomit unter dem Weißkarl in Seehöhe 2305 *m*. Als zusammenhängender Zug sind Dolomit und Kalkmarmor von der neuen Jagdhütte (250 *m* nordwestlich P. 2143) bis auf den Gipfel des Kleinen Reicheschkogels verfolgbar. Bei der Jagdhütte (Seehöhe 2190 *m*) hat der Dolomit 1,5 *m*, der Kalkmarmor 1 *m* Mächtigkeit. Am Gipfel des Kleinen Reicheschkogels beobachtet man von N (Hangendes) nach S (Liegendes): Karbonatquarzit, Quarzit (1 *m*), Dolomit (1 *m*), Kalkmarmor (2 *m*), Grünphyllit (siehe Tafel 6, Profile 1 und 2).

Bis hierher ist dieser „Trias“-Schollenzug trotz seiner meist nur geringen Mächtigkeit verblüffend regelmäßig durchzuverfolgen. Das ist vom Steinbruch in der Zederhaustalenge bis auf den Kleinen Reicheschkogel eine streichende Länge von 7 *km*.

Eine westliche Fortsetzung ist nicht mehr exakt angebbar. Es finden sich wohl in der Prabitschkopf-NE-Flanke Dolomitschollen, die in Grünphyllit eingewickelt sind. Sie stellen sich 100 bis 300 *m* südlich der zu erwartenden streichenden Fortsetzung ein.

### 4. Schiefer über dem „Trias“-Schollenzug Nr. 2

Es handelt sich um Karbonatquarzit, Schwarzphyllit, eine Serpentinlinse (im Hinterdingtal bei P. 1745), ferner um Kalkglimmerschiefer mit Kalkmarmorbänkchen, Kalkphyllit und Grünphyllit.

### 5. „Trias“-Schollenzug Nr. 3

Dieser „Trias“-Dolomitschollenzug streicht vom Felskarspitze-S-Kamm bis zur westlichen Blattgrenze. Das sind 5,3 *km* streichender Länge.

Am Felskarspitze-S-Kamm besteht er aus grauem Dolomit (3 *m*), der teilweise verquarzt ist. Weiter westlich trifft man ihn nordöstlich P. 2337 in Seehöhe 2410 *m* (Mächtigkeit 1 *m*) an. Den W-Kamm des Weißkarls quert dieser „Trias“-Zug in Seehöhe 2390 *m* (1,5 *m* mächtiger Dolomit und mehrere Meter mächtige Kalkmarmorlagen).

Von hier sind Kalkmarmor und Dolomit zur Scharte zwischen Großem und Kleinem Reicheskogel verfolgbar, wo knapp nordöstlich P. 2306 der Kalkmarmor (3 *m* mächtig) in Begleitung von Dolomit (0.3 *m*) und Quarzit (0.2 *m*) durchstreicht (siehe Tafel 5, Profil 4 und Tafel 6, Profile 1 und 2). Die Fortsetzung des Kalkmarmors ist in der Hintere Rieding bei P. 1980, ferner im Bachbett des Hinteren Riedingbaches und am Ferlesch gut aufgeschlossen (Tafel 6, Profil 3).

### 6. Schiefer über dem „Trias“-Schollenzug Nr. 3

Wiederum handelt es sich hier um Schwarzphyllit, Quarzit, Karbonatquarzit, Serpentin, Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit und Grünphyllit. Quarzit und Karbonatquarzit findet man auf der Gröbnitzen. Karbonatquarzit ist unter dem Mühlbachsee und auf der Felskarspitze gut entwickelt. Ein im Streichen 3 *km* langer Serpentinzug ist von knapp westlich Weißkarl bis zur Örgenhias Alm verfolgbar (Tafel 6, Profile 1 und 2). Er bildet die auffallenden dunklen Felsköpfe und darunter befindlichen abgeglittenen Gesteinsbrocken südlich P. 2371. Dort enthält er auch Reste von Bronzit. Er streicht knapp südlich der Riedingscharte zum S-Kamm des Großen Reicheskogels, den er als Talkschiefer mit Breunnerit (4 *m* mächtig) in Seehöhe 2320 *m* überquert, um dann im Hinteren Rieding als einige Meter mächtiger Serpentin bis zur Örgenhias Alm fortzusetzen.

### 7. „Trias“ Nr. 4 und Reicheschbreccie

Wie schon eingangs erwähnt, kann man die „Trias“ Nr. 4 und die wohl jedenfalls posttriadische, weil „Trias“-Gesteine als Komponenten enthaltende Reicheschbreccie dem Unterostalpin zuteilen, weil sich im Verbands dieses Gesteinszuges nunmehr eindeutiges diaphthoritisches unterostalpinisches Altkristallin und Quarzphyllit innerhalb der Grünphyllite zu erkennen geben.

Die Reicheschbreccie bildet einen sehr markanten Leithorizont im Liegenden des Weißecks. Die Breccie wurde schon von S. PREY (1938, p. 63) und Ch. EXNER (1957, p. 62 bis 63) erwähnt, von F. THALMANN näher beschrieben und als zusammenhängender Gesteinszug von der Felskarspitze bis östlich Örgenhias Alm kartiert (F. THALMANN 1963, p. 146 bis 147 und geologische Karte und Profile). F. THALMANN stellt die Breccie ins Pennin und weist auf Ähnlichkeit mit Liasbreccien der südlichen Radstädter Tauern hin. Auf Grund ihres polygenen grobblockigen Charakters — neben Dolomit- und Kalkkomponenten sind bis 2 *m* lange Quarzitschollen einsedimentiert — und der vorwiegend karbonatquarzitischen Matrix möchte ich sie eher mit Schwarzeckbreccie im allgemeinen der südlichen Radstädter Tauern vergleichen. Lithologisch sieht z. B. die „Schwarzeckbreccie“ (E. CLAR 1937, p. 276, Fig. 13) bei der Rothenkarscharte (= Rottenkarscharte) zwischen Zwillingwand und Gugl der Reicheschbreccie ganz ähnlich wie ich mich auf der Rothenkarscharte überzeugen konnte. Ich gebe aber gerne zu, daß mir gegenwärtig eine umfassende Kenntnis der verschiedenen Breccien in den südlichen Radstädter Tauern noch fehlt. Eine engere lithologische Einstufung der Reicheschbreccie innerhalb der Radstädter Breccien wird also erst später zu geben sein. In das Unterostalpin möchte ich die Reicheschbreccie deshalb stellen, weil sie feldgeologisch mit unterostalpinem Altkristallin und Quarzphyllit zusammen vorkommt. Feldgeologisch konnte ich die Reicheschbreccie auch westlich der Örgenhias Alm noch anstehend antreffen und zwischen Felskarspitze und Seewand Lesesteine der Breccie aufsammeln, die anzeigen, daß sie in reduzierter Mächtigkeit auch noch auf diesem schuttbedeckten Kamm vorhanden ist. Die Reicheschbreccie bildet also einen im Streichen 5 *km* langen und durch lokale Anschoppung bis 90 *m* mächtigen (bei P. 2536, westnordwestlich Felskarspitze) Gesteinszug; (siehe Tafel 5, Profil 4 und Tafel 6, Profile 1, 2 und 3).

Die Reicheschbreccie besteht bei P. 2536, westnordwestlich der Felskarspitze aus Linsen von grauem Dolomit, farblosem Kalkmarmor und farblosem Quarzit mit Durchmessern von 1 *m* bis zu Feinbreccie. Die Matrix ist Karbonatquarzit. Die Länge der

Komponenten parallel zur Faltenachse beträgt 1 : 10 bis 1 : 20 (Durchmesser der Komponenten im ac-Schnitt : Durchmesser der Komponenten parallel b). Siehe auch Detailprofil auf Seite 93.

Am W-Kamm des Weißkarls steht die Breccie zwischen Seehöhe 2425 *m* und zirka 2500 *m* an. Sie zeigt hier dieselbe Einfaltung von Schwarzphyllit wie im vorgenannten Kamme und dürfte hier wie dort tektonisch verdoppelt sein. Mit 50 *m* Mächtigkeit quert sie mit spitzem Winkel zwischen Kammverlauf und Streichen den Kamm bei P. 2371 (östlich Riedingscharte). Von hier gibt THALMANN (1963, p. 146 bis 147) ein Detailprofil. Bei P. 2371 beobachtete ich in der Breccie bis 2 *m* lange Komponenten, die aus reinem Tafelquarzit bestehen.

Vom S-Ende des Riedingsees streicht die Breccie auf den Großen Reicheschkogel, dessen Gipfel und Nordflanke sie aufbaut, und streicht über dessen NW-Kamm bis östlich Örgenhias Alm. Am Großen Reicheschkogel ist die Breccie etwa 80 *m* mächtig und petrographisch, wie oben mitgeteilt (siehe westnordwestlich Felskarspitze), beschaffen. Die Breccie scheint mir daher in ihrer ganzen Erstreckung eine durchaus analoge Beschaffenheit aufzuweisen.

Das neu aufgefundene Vorkommen der Breccie in der W-Flanke des Hinterriedingtales befindet sich 300 *m* westlich Örgenhias Alm in Seehöhe 1790 *m* und darüber. Die Reicheschbreccie ist hier nur noch 8 *m* mächtig und verschwindet höher oben unter Moräne.

Der „Trias“-Dolomitschollenzug Nr. 4 bildet eine recht komplex aufgebaute Schuppenzone im Liegenden der Reicheschbreccie. An seinem Aufbau beteiligen sich neben „Trias“ auch diaphthoritisches Altkristallin, Quarzphyllit und tektonische Späne des Hochpennins mit Grünphyllit, Serpentin und Schwarzphyllit.

Am Felskarspitze-WNW-Kamm besteht die „Trias“ Nr. 4 aus Rauhacke (1 *m*), die sich unmittelbar im Liegenden der Reicheschbreccie befindet, und aus gebändertem Kalkmarmor, der mit Grünphyllit und Schwarzphyllit verschuppt ist (siehe Detailprofil Seite 93).

Am W-Kamm des Weißkarls beobachtet man in Seehöhe 2425 *m* folgendes Profil durch den „Trias“-Zug Nr. 4 vom Hangenden zum Liegenden:

Reicheschbreccie  
 Rauhacke (0,5 *m* mächtig)  
 Kalk mit Glimmeraggregaten (1 *m*)  
 Dolomit (2 *m*)  
 Quarzphyllit (15 *m*), eventuell diaphthoritischen Gneis enthaltend  
 Kalkphyllit

Auch am Kamm östlich der Riedingscharte befindet sich unmittelbar im Liegenden der Reicheschbreccie wiederum die Rauhacke (2 *m* mächtig); darunter Schuppen von Grünphyllit mit Serpentin, Quarzphyllit, Schwarzphyllit mit Kalkmarmor und wiederum Quarzphyllit.

Zwischen Riedingsee und Großem Reicheschkogel ist die Rauhacke im Liegenden der Reicheschbreccie noch schollenförmig örtlich vorhanden. Hauptsächlich bildet Quarzphyllit hier die unmittelbare Unterlage der Reicheschbreccie. Er ist 230 *m* nord-nordöstlich Riedingscharte (100 *m* östlich vom markierten Touristensteig) und am östlichen Vorgipfel des Großen Reicheschkogels als grünlicher, postkristallin gequälter Quarzitschiefer bis Quarzphyllit mit dem Habitus eines Gneisdiaphthorites ausgebildet. Übergänge zu Grünphylliten sind vorhanden. Liegend davon folgen Grünphyllit, Schwarzphyllit mit Kalkmarmor und nochmals Quarzphyllit.

Die weitere Fortsetzung des „Trias“-Schollenzuges Nr. 4 ist durch einen aus Moräne aufragenden, 4 *m* mächtigen Dolomitzug, der sich im Liegenden der Reicheschbreccie, 400 *m* ost-südöstlich Örgenhias Alm in Seehöhe 1910 *m* befindet, gegeben.



Auf der gegenüberliegenden W-Flanke des Hinteren Riedingtales tritt dieser Dolomit wiederum im Liegenden der Reicheschbreccie zusammen mit Grünphyllit und Schwarzphyllit auf. Im Ferlesch ist er 8 m mächtig. Er streicht nördlich P. 1970 ins Gebiet der Gasteiner Umgebungskarte, wo er die beiden Dolomitzüge südlich des Wurmkogels aufbaut. Sie sind auf der Gasteiner Umgebungskarte innerhalb von „Grünschiefer (Prasinit) der Bündnerschiefer“ eingezeichnet. Das ist nunmehr richtigzustellen. Es handelt sich nicht um Grünschiefer, sondern um Grünphyllit, Quarzphyllit und um 30 m mächtigen diaphthoritischen Gneis mit Übergängen zu Quarzphyllit und Grünphyllit. Man kann einen Rest dieses sehr deutlichen Gneisdiaphthorites auch noch in dem hier bearbeiteten Bereich des Kartenblattes Muhr anstehend finden, und zwar in einem kleinen, aus der Moräne aufragenden, 3 m dicken Härtlingsrücken östlich P. 1970 in Seehöhe 1940 m.

## II. Die Dolomitwalze des Weissecks und die einhüllenden Schiefer

Wie schon F. THALMANN (1962) fand, stellt die unterostalpine Triasscholle des Weißecks eine mehrere 100 m mächtige tektonische Walze dar, die der allgemeinen WNW-Faltenachse mitsamt den sie einhüllenden Schieferrn gehorcht. Diese Faltenachse taucht mit Neigungswinkel um 30°, also recht flach gegen WNW ein. Mitunter beobachtet man auch das Eintauchen der Faltenachse in Richtung nach W bis NW.

Senkrecht zu dieser Hauptfaltenachse ist die Dolomitscholle des Weißecks 3-5 km breit. Sie liegt den Schieferrn der Nordrahmenzone konkordant auf. Das sieht man auf der E-Seite der Walze. Im S macht der Dolomit eine steile, S-konvexe Falte, derselben Faltenachse gehorchend, und legt sich im Gipfelgebiet flach N-fallend um. Ich fand im Gipfelgebiet die umhüllenden Schiefer auf dem Dolomit. Ebenso findet man die umhüllenden Schiefer längs des N-Randes der Dolomitscholle in der Schlucht des Riedingbaches (= Zederhausbaches). Gegen WNW fällt der Dolomit unter die umhüllenden Schiefer ein. Die S-konvexe Walze des Gipfelgebietes taucht tunnelförmig unter das Gewölbe der Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllite und Schwarzphyllite des Pfefferkogels. Nur der südlichste Teil der Weißeckscholle, bestehend aus Quarzphyllit, Kalkmarmor und etwas Dolomit, bildet einen nach W ausspitzenden Sporn und baut weiter westlich die Scholle südlich Haselloch (westlich des Hinteren Riedingtales) auf, die in das Gebiet der Gasteiner Umgebungskarte fortstreicht.

Die Stratigraphie der unterostalpinen Trias des Weißecks wurde schon von W. SCHMIDT (1924) und E. CLAR (1957) angedeutet und von F. THALMANN (1962) eingehend dargelegt. Da die gründliche neue Untersuchung von F. THALMANN (1962) bezüglich des internen Aufbaues der Weißeckwalze mit detaillierter Trias-Stratigraphie ohne Fossilbelege, mit acht Profilen durch die Weißeckwalze und einer geologischen Detailkarte im Maßstabe 1 : 25.000 (F. THALMANN 1963) vorliegt und F. THALMANN seine Studien am Weißeck unter voller Berücksichtigung des Wissensgutes der besten Kenner der südlichen Radstädter Tauern, nämlich der Herren Professoren E. CLAR und A. TOLLMANN auszuführen das Glück hatte, so hielt ich es für gar nicht zweckmäßig und notwendig, den Internbau und die Stratigraphie des touristisch anspruchsvollen Weißecks mit seinen Graten, Steiflanken, Rinnen und Hochkaren nochmals zu kartieren und zu untersuchen, was mich viel Zeit gekostet hätte und wofür ich auf Grund geringer Vorkenntnisse in den Radstädter Tauern auch nicht der geeignete Bearbeiter derzeit gewesen wäre. Ich führte also keine eigene Kartierung des Internbaues der Weißeckscholle aus. Gründlich bearbeitete und kartierte ich den Rand rings um die Scholle. Im Inneren der Scholle machte ich nur einige Übersichtsbegehungen.

Einige Bemerkungen seien mir gestattet:

Daß Wettersteindolomit am Aufbau der Weißeckscholle sehr maßgeblich beteiligt ist, möchte ich glauben. Das Muschelkalkniveau (Kalkmarmor und Rauhwacke; nördlich des Riedingsees auch dunkelgraue Tonschiefer) umgibt die Scholle wie ein Ring,

was schon von W. SCHMIDT in seiner Übersichtskarte (1924) angedeutet und von F. THALMANN wesentlich verfeinert (einschließlich anisischen Dolomitschlierenkalkes und dunklen anisischen Dolomites) bestätigt und dargestellt wurde. Der Wettersteindolomit, umhüllt von Anis und etwas permoskytischem Quarzit, bildet eine große, im S — das ist oben, im Gipfelgebiet des Weißecks — geschlossene Mulde. Im Kern der Mulde erscheinen im Ödenkar und südlich des Rauchkogels Raibler Schichten. Diese hat schon W. SCHMIDT (1924) in seine Übersichtskarte eingetragen und F. THALMANN beschrieb sie genau und konnte noch zahlreiche Vorkommen dazu auffinden und sie kartieren. Ich fand in den Raibler Schichten des Ödenkars erstmals Fossilien, und zwar Lumachellen, hauptsächlich bestehend aus unbestimmbaren Bivalven. Das Gestein dieser Lumachelle ist dunkelgrauer, sandig anwitternder Kristalldolomit, gefunden als Lesestein am Karboden des Ödenkars in Seehöhe 2100 m. Unmittelbar daneben stehen Dolomitschiefer (hellgrau bis farblos; jedoch braun anwitternd) mit grünen, einige Millimeter dicken Schieferlagen an. Herr Kollege TOLLMANN hatte die Freundlichkeit, die von mir von dieser Lokalität mitgebrachten Gesteinsproben auf meinen Wunsch hin zu besichtigen und auf Grund seiner Erfahrungen in den Radstädter Tauern zu beurteilen. Nach seiner freundlichen Auskunft kommt dem Kristalldolomit mit der Lumachelle sehr wahrscheinlich oberladinisches bis karnisches Alter, dem Dolomitschiefer mit den grünen Tonschieferlagen karnisches Alter (Raibler Schichten) zu.

Schon E. CLAR (1957) fand Analogien der Dolomite des Weißecks bezüglich ihrer Ausbildung mit dem Hauptdolomit der übrigen Radstädter Berge. F. THALMANN (1962) hat diesen Gesichtspunkt weiterverfolgt und beträchtliche Partien im Muldenkern der Weißeckwalze als Hauptdolomit beschrieben und kartiert. Von einigen Störungen abgesehen, sollen Raibler Schichten jeweils zwischen Wetterstein- und Hauptdolomit am Weißeck auftreten. Als innersten Kern der Mulde meint THALMANN, im Gipfelgebiet des Weißecks Lias (fossilfrei) aufgefunden zu haben, und zwar Tonschiefer, Kalkmarmor, Quarzit und Breccie. Ich muß gestehen, daß ich nun auf Grund meiner beschränkten Erfahrung vorläufig noch etwas skeptisch bin gegenüber der so regelmäßig vollzogenen Abtrennung des Hauptdolomites vom Wettersteindolomit, da die tatsächliche Ausbildung in den betreffenden Parzellen der geologischen Karte THALMANNs mitunter für das betreffende, dort geforderte Gestein recht untypisch ist. Vielleicht ist die Überlegung im Prinzip richtig, aber die Walztektonik mit tektonischer Verfaltung der beiden Niveaus doch etwas komplizierter. Ich habe auf Tafel 6, Profil 1 (Weißeck) nur einen Dolomit mit der Mulde der Raibler Schichten gezeichnet und möchte die Frage der Internstruktur (Grenze Wetterstein- zu Hauptdolomit) vorläufig offen lassen. Nicht folgen kann ich THALMANN bezüglich des unterostalpinen Lias am Weißeck (Gipfelgebiet). Nach meinen Aufnahmen handelt es sich dabei nicht um unterostalpinen Lias, sondern um die Hüllschiefer, die südlich des Weißecks steil stehen, sich im Gipfelgebiet flach legen und mit dem Dolomit dort verfaltet sind. Beweis für meine Auffassung sind die dort auftretenden Grünphyllite (Chlorit-Serizit-Phyllite, teilweise Diaphthorite), die keinesfalls in den unterostalpinen Lias passen.

## 1. Ost-, Südrand und Gipfelregion des Weißecks

Grünphyllit, Quarzphyllit, etwas Quarzit, Rauhwaacke und Kalkmarmor (Muschelkalkniveau) bilden als aufrechte Folge sehr regelmäßig die Unterlage der Dolomitwalze längs deren E-Rand.

So folgen in der Höll südlich P. 2260 und südwestlich Seewand zunächst über der Reicheschbreccie Grünphyllit mit diaphthoritischem Grünschiefer, darüber Quarzphyllit, Rauhwaacke, Kalkmarmor und darüber liegt der Dolomit der Weißeckwalze. Dieselbe Schichtfolge ist am S- und E-Fuß des Kempenkopfes aufgeschlossen. Der Quarzphyllit ist hier teilweise als Quarzitschiefer entwickelt. Der farblose, recht massige Dolomit des Kempenkopfes hat das Aussehen von Wettersteindolomit. Er zeigt eine

ausgezeichnete Lineation, die parallel der Hauptfaltenachse der Dolomitwalze des Weißecks orientiert ist: N 110 E/24 W. s: N 42 E/71 NW (siehe Tafel 5, Profil 3).

Vorzüglich ist die aufrechte Basis-Schichtfolge des Weißeckdolomites auch weiter nördlich, am E-Fuß des Rauchkogels und im Höllgraben, nordwestlich P. 1552 aufgeschlossen. Über Kalkglimmerschiefer (P. 1913) folgt 40 m mächtiger Quarzphyllit. Er ist besonders gut an den Felschrofen in Seehöhe 1700 m, 100 m nordwestlich P. 1770 aufgeschlossen. Über dem Kalkglimmerschiefer folgt dort spitzgefalteter Serizitquarzit, darüber 20 m mächtiger diaphthoritischer Grünphyllit bis diaphthoritischer Quarzphyllit mit arg postkristallin gequälten fuchsitführenden Kalkschieferlagen und mit einem Diaphthorit (eventuell nach altkristallinem Gneis). Darüber folgen 16 m dunkelgrauer Quarzitschiefer (ebenfalls als diaphthoritischer Gneis verdächtig) und Quarzphyllit mit Schwarzschieferlagen. Darüber folgen (nordwestlich P. 1552) Quarz-Serizit-Schiefer mit grauen Kalklinsen, glimmerhältiger Kalkmarmor (4 m), Rauhwanke (1 m), glimmerhältiger Kalkmarmor (1 m) und darüber grauer Dolomit der Weißeckwalze, dem eine fallweise schüttende Karstquelle (306 m ost-südöstlich P. 1540) entspringt.

Südlich des Weißecks (Kamm von der Felskarspitze zum Weißeck, Tafel 5, Profil 4) fehlen in der geforderten Position des Muschelkalkes lokal Kalkmarmor und Rauhwanke. Es folgen dort über der Reicheschbreccie Dolomit (10 m), Grünphyllit (8 m), Schwarzphyllit (10 m), Kalkglimmerschiefer (15 m) und darüber liegt der Dolomit des Weißecks.

Längs der SW-Flanke des Weißecks ist das Muschelkalkniveau wieder sehr deutlich ausgebildet.

So liegt südlich P. 2575, am W-Kamm des Weißkarls (Tafel 6, Profil 1) über der Reicheschbreccie Grünphyllit (5 m), darüber Kalkphyllit (5 m), Rauhwanke und Kalkmarmor (2 m), Dolomit (2 m), Kalkphyllit (5 m), grauer gebänderter Kalkmarmor (8 m) und darüber der Dolomit des Weißecks. Diese Serie ist auch prächtig entwickelt am Weißeck-SW-Grat unterhalb P. 2575, wo man sieht, daß der Kalkmarmor (Muschelkalkniveau) eine S-konvexe Falte um WSW-streichende Faltenachse beschreibt, sich steil stellt und den stratigraphisch hangenden Weißeck-Dolomit einfaßt. Die genannte Gesteinsserie überschreitet an der Scharte, 130 m südwestlich P. 2575 den Weißeck-SW-Grat und streicht durch die große Schuttrinne in Richtung Riedingsee.

Vom Gipfelgebiet des Weißecks habe ich vorläufig nur den Weißeck-SW-Grat (markierter Touristensteig), den Gipfel und das breite Gipfelplateau (bis zu P. 2663) begangen. Ich bilde mir keineswegs ein, die im Gipfelgebiet vorliegende, äußerst interessante geologische Situation detailliert untersucht zu haben, da man dazu auch die steileren Flanken begehen müßte. Da ich nun die grünen Gesteine (diaphthoritischer Quarzphyllit bis Grünphyllit) gefunden habe, die den betreffenden Gesteinen der Weißeckunterlage (unter dem Muschelkalkniveau) durchaus gleichen, so halte ich es für angebracht, meine Beobachtungen kurz mitzuteilen.

Der steilstehende Weißeckdolomit der S-konvexen Walze bei P. 2575, der dort vom Muschelkalk gegen S eingehüllt wird, nimmt höher oben eine flach N-fallende Lagerung an. So steht am Weißeck-SW-Grat in Seehöhe 2630 m Dolomit an, der N 35 E streicht und 45 NW fällt. Er zeigt nicht den Charakter typischen Wettersteindolomits, sondern er ist dunkelgrau, gut gebankt und hat beim Anschlagen bituminösen Geruch. Bevor man noch im Anstieg am SW-Grat zur bekannten Fluoritkluft (Seehöhe 2670 m) gelangt, findet man in Seehöhe 2665 m bereits im Dolomit eine kleine Tonschieferlage und endogene Dolomitbreccie. Höher oben (östlich der Fluoritkluft) trifft man zwei größere Schieferlagen im Dolomit. Sie streichen WNW, konform dem Walzenbau des Weißecks. Sie enthalten endogene Dolomitbreccie, milden dunklen Tonschiefer, Schwarzphyllit, Kalkschiefer, fuchsitführenden Kalkglimmerschiefer und viel diaphthoritisches grünes Gestein (Grünphyllit und Quarzphyllit). Die endogene Dolomitbreccie besteht aus eckig begrenzten, Millimeter- bis einige Zentimeter großen, hauptsächlich dunkelgrauen,

aber auch hellgrauen bis farblosen Dolomitkomponenten in einer hellgrauen feinkörnigen Matrix, die rot anwittert. Die Matrix besteht hauptsächlich aus Dolomit. Stellenweise ist sie schwach kalkig und braust mitunter schwach mit kalter verdünnter HCl. Das feldgeologische Auftreten der endogenen Dolomitreccie ist ganz auffällig vorwiegend beschränkt auf den Grenzhorizont zwischen Weißekdolomit und dem milden dunklen Tonschiefer. Die endogene Dolomitreccie bildet außerdem über dem Dolomit eine flache Platte mit 250 *m* langem, nordsüdlichem Durchmesser am Gipfelplateau zwischen Weißekgipfel und P. 2663. Da im SW-Sektor des Plateaus der dunkelgraue milde Tonschiefer flach über der endogenen Dolomitreccie lagert, ist anzunehmen, daß auch das ausgedehnte Breccien-Vorkommen dieselbe stratigraphische Grenzposition zwischen Dolomit und dunklem mildem Tonschiefer einnimmt und derselbe größtenteils bereits erodiert ist.

## 2. Nord-, Westrand und Schiefer im Hangenden der Dolomitwalze des Weißeks

Die Raibler Schichten sind in der E-Flanke des Rauchfangkopfes etwa 80 *m* mächtig. Sie bestehen hauptsächlich aus feinkörnigem, hellgrauem Dolomit, der braun anwittert. Er führt dünne Zwischenlagen von grünem Schiefer und von dunklem Tonschiefer. Es kommen auch endogene Dolomitreccien der oben genannten Art vor. Sie finden sich hauptsächlich am Rande des Dolomits gegen den Schiefer.

Der Gipfel des Bärnleitenkopfes besteht aus hellgrauem massigem Dolomit vom Typus Wettersteindolomit. Im Gebiet Bärnleitenkopf—Rauchkopf ist das umlaufende Streichen der Dolomitbänke, entsprechend einer sekundären, NNE-eintauchenden Faltenachse, zu erkennen. Die Dolomitbänke fallen längs der E-Grenze der Weißekscholle steil nach WNW ein (einschließlich Bärnleitenkopf und südwestlich Siegl), tauchen jedoch in der N-Flanke der Weißekscholle (Rauchkogel, P. 1540, Brünnwand) mittelsteil nach N ein und verschwinden in der Riedingschlucht zwischen Hasscherm und Siegl. In dieser Schlucht wird der Weißekdolomit von Muschelkalk überlagert. Darüber folgt Schwarzphyllit der Nordrahmenserie mit dünnen, eingeschuppten Spänen von Quarzit, Kalkmarmor und Dolomit. Längs der Straße in der Riedingschlucht sieht man dies vorzüglich. Am bequemsten ist dieses Profil einsehbar am markanten Straßeneck in der Riedingschlucht (N-Ufer des Riedingbaches), 120 *m* südwestlich Seppbauer Alm. Dort folgen vom Hangenden zum Liegenden:

	Schwarzphyllit
	Kalkmarmor (0.7 <i>m</i> mächtig)
	Schwarzphyllit (3 <i>m</i> )
	Serizit-Quarzit-Schiefer (1.5 <i>m</i> )
	Schwarzphyllit (2 <i>m</i> )
	Kalkmarmor (1 <i>m</i> )
Straßenniveau	Schwarzphyllit (7 <i>m</i> ). s: N 85 E/48 N
	Rauhacke (1 <i>m</i> )
	Kalkmarmor (2 <i>m</i> )
Riedingbach	Weißekdolomit

Eine treffende Beschreibung dieser tektonisch stark geschuppten Schieferserie im Hangenden der unterostalpinen Masse des Weißekzuges in der Riedingschlucht gibt A. TOLLMANN (1965, p. A 52 bis 53).

Längs des NW-Randes des Dolomitkörpers des Weißeks fällt der Weißekdolomit mittelsteil nach WNW ein. Darüber folgt sehr regelmäßig der Muschelkalk (Kalkmarmor und Rauhacke), darüber Quarzphyllit bis Grünphyllit und darüber Schwarzphyllite und Kalkphyllite der Nordrahmenserie. Es handelt sich also wie am N-Rand der Weißekscholle um eine stratigraphisch verkehrte unterostalpine Serie (oben: paläozoischer Quarzphyllit, unten: Triasdolomit und dazwischen das Muschelkalkniveau). Das Ganze wird von den hochpenninischen Schiefen (Schwarzphyllite, Kalkphyllite) überschoben siehe Tafel 6, Profil 1).

So steht am Wandfuß, wo der Rauchfanggraben in Seehöhe 1590 *m* aus der Wand austritt, über hellgrauem Weißeckdolomit zunächst Rauhwacke (3 *m* mächtig) an. s: N 70 E/63 N. Lineation: N 110 E/50 W. Darüber folgt rosa bis gelblichgrauer Kalkmarmor (2 *m*). Weiter südwestlich erreicht dieser Kalkmarmor 10 *m* Mächtigkeit. Er sieht stellenweise so aus wie der rosa Muschelkalk am Radstädter Tauern. Darüber folgt Rauhwacke (1.5 *m*). Darüber folgen Grünphyllite mit Quarz- und Karbonatknauern der Quarzphyllitserie. Auch grünliche Quarzitschiefer sind weiter südwestlich in dieser Quarzphyllitserie vorhanden.

Am Karriegel nordwestlich vom Riedingsee schließen Muschelkalk aus dem Hangenden und Muschelkalk aus dem Liegenden des Weißeckdolomites zusammen. Hier taucht die Weißeckwalze tunnelförmig nach WNW unter den Quarzphyllit und die auflagernden Schwarz- und Kalkphyllite des Pfefferkogels unter. Im einzelnen ist das Faltenbild sehr kompliziert. Es stellt sich im Kartenbild dar und wurde von F. THALMANN (1962, p. 345) auch in Profilen gezeichnet. Am Aufbau der Walze beteiligen sich hier auch permoskythische Quarzite und anisische dunkle Tonschiefer (THALMANN). Der Kalkmarmor des Muschelkalkniveaus bildet prachtvolle Stengeltektonite. Die Verfaltung mit dem Weißeckdolomit ist äußerst intensiv und kompliziert. Über der untertauchenden Weißeckwalze schließen Grünphyllit und darüber Schwarzphyllite und Kalkphyllite zusammen (siehe Tafel 6, Profil 2).

Ein südlicher Span der Weißeckwalze läßt sich noch einige Kilometer weiter nach WNW verfolgen. Er wird von Quarzphyllit mit Linsen von Kalkmarmor und Dolomit aufgebaut: Riedingsee-W-Ufer, Grat südlich P. 2253, Gelände westlich Boarnlacke und Dolomitscholle bei P. 2373. Der Kalkmarmor setzt dann in der W-Flanke des Hinteren Riedingtales in Seehöhe 1810 *m*, 270 *m* nordwestlich Örgenhias Alm nochmals ein und wird von Grünphyllit umhüllt. In tektonisch etwas höherer Position stecken 300 *m* südlich P. 2135 (Haselloch) muskovitgneis- und amphibolitverdächtige Diaphthoritschollen mit Quarzphyllit und einem 1.5 *m* mächtigen Kalkmarmorband (Tafel 6, Profil 3), das im Bereich der geologischen Umgebungskarte Gastein 3 *m* mächtig wird und die Kalkmarmorplatten beim Wurmkogel aufbaut. Wiederum wurde dort fälschlich der einhüllende Grünphyllit als „Grünschiefer (Prasinit)“ verzeichnet.

Die Schiefer im Hangenden der nach WNW untertauchenden Weißeckwalze beschreiben am Pfefferkogel ein Gewölbe. Über der Weißeckwalze liegen die Schiefer flach (Pfefferkogel-S-Kamm), um dann weiter nördlich wiederum steiler gegen N zu fallen (Pfefferkogel, Gipfelregion). Im Profil des Pfefferkogels liegen über den etwa 50 *m* mächtigen Quarzphylliten, die die Weißecktrias einhüllen, Schwarzphyllit (10 *m*), Kalkphyllit (70 *m*) mit Schwarzphyllitzwischenlagen, darüber Grünphyllit (1 *m*) und Karbonatquarzit (2.5 *m*) am nördlichen Gratzacken des Pfefferkogels. Darüber folgt die Hauptmasse der Schwarzphyllite (etwa 200 *m* mächtig) und darüber Schuppen von Kalkphyllit (10 *m*), Grünphyllit (20 *m*), Kalkphyllit (8 *m*), quarzitischem Grünphyllit (4 *m*), Kalkschiefer (2 *m*), fuchsitführendem Eisendolomit (2 *m*) und bei P. 2193 mehrfache Wiederholungen von Schwarzphyllit, Kalkphyllit und Grünphyllit. Darüber setzt der Triasdolomit der Schwarzkogelscholle ein (siehe Tafel 6, Profil 2).

Die Schwarzphyllite nördlich des Pfefferkogels setzen zu den 300 *m* mächtigen Schwarzphylliten des Haselloches fort (Tafel 6, Profil 3). Ihnen sind am Schiereck Grünphyllit, Kalkphyllit und Karbonatquarzit zwischengeschaltet. Im Grünphyllit des Schiereck-Gipfels erscheinen in dessen E-Flanke wiederum Schollen von Eisendolomit. Nördlich davon folgt der Triasdolomit der Schwarzkogelscholle.

### 3. Junge NNE-streichende Störungen und Klüfte

Sie hängen ursächlich mit der gleichorientierten jungen Verformungsachse zusammen, welche der Hauptdeformation um WNW-Achse nachgefolgt ist. Darüber hat schon F. THALMANN (1963, p. 175 bis 177) berichtet. Diesem System gehört die bekannte

Fluorit-Kluft am Weißbeck-SW-Grat in 2670 *m* Seehöhe an. Sie streicht N 20 E und steht saiger.

In den letzten Jahren haben Mineraliensammler Fluoritklüfte desselben Streichens im Weißbeckdolomit am Karriegel nordnordwestlich Riedingsee erschlossen und ausgebeutet. Es handelt sich, abgesehen von kleineren Nebenklüftchen, um vier Klüfte. Die östlichste befindet sich 150 *m* südöstlich P. 2152 (Österreichische Karte 1 : 25.000). Sie bildet eine 4 *m* breite Zerrüttungszone im Weißbeckdolomit und streicht N 40 E. Der zerrüttete Dolomit ist von Flußspatadern durchsetzt. Westlich davon durchsetzen 5 bis 20 *cm* dicke Quarzadern mit Bergkristall den Dolomit. Die Quarzadern streichen N—S bis N 35 E und stehen saiger. Die zweite große Flußspatkluft befindet sich 90 *m* südöstlich P. 2152. Sie streicht N 20 E und steht saiger. Sie ist 3 *m* breit. Der zerrüttete Dolomit (Kluftmylonit) ist von Flußspatadern und bis 30 *cm* dicken Quarzadern mit Bergkristall durchsetzt. Die beiden anderen Klüfte verlaufen parallel dazu, und zwar knapp östlich P. 2152, ebenfalls im Dolomit, der wiederum in beiden Klüften zerrüttet und von Flußspat und Quarz durchsetzt ist.

Knapp nördlich des Gipfels des Rauchkopfes streicht im Dolomit eine mit Quarz und Bergkristall erfüllte Kluft N 20 E. Mit Quarz und grobspätigem Dolomit (Dolomitekristalle von 6 *cm* Größe) ausgefüllte Klüfte streichen im hellgrauen Weißbeckdolomit der NW-Flanke des Weißbecks N—S (z. B. Seehöhe 2130 *m*, 180 *m* nordnordwestlich P. 2193). Der Lösungsumsatz in den Klüften des Dolomits der Weißbeckwalze folgte jedenfalls einem interessanten Wechselspiel von Zufuhr aus der silikatischen Umgebung der Walze (Quarz) und Auslaugung aus dem Dolomitkörper (Dolomitekristalle). Das Fluor dürfte ein Mobilisat der alpidischen Stoffumsätze in den Tauerngneisen sein, entsprechend den postkinematischen Turmalinsonnen in den Gneisen (siehe Seite 42) und hier die Fluoritbildung in den jungen Klüften des Weißbeckdolomits verursacht haben. Siehe dazu auch: O. M. FRIEDRICH 1968, p. 59.

### III. Der Schollenkomplex: Riedingspitze und Tiefenbachtal und die einhüllenden Schiefer

Die Tektonik dieses unterostalpinen Schollenkomplexes ist äußerst kompliziert, gehorcht aber ebenfalls den WNW eintauchenden Faltenachsen. Im S und E liegt der unterostalpine Schollenkomplex auf den Schiefen, die die Weißbeckwalze bedecken. Im N umhüllt ein höheres Schieferpaket (südlich Weißgrubenscharte, im Mooskar und am N-Fuß der Steilwände der Riedingspitze) den Schollenkomplex. Im W stellt sich wieder das interessante tektonische Phänomen ein, daß der Schollenkomplex tunnelförmig unter die Schiefer des Kammes: Schiereck—Weißgrubenscharte untertaucht.

Der Schollenkomplex zerfällt in mehrere Teilschollen, die durch Schieferlappen voneinander getrennt sind. Es handelt sich also um mehrere, nach WNW flach geneigte, unterostalpine Walzen, die von den Schiefen der Nordrahmenzone eingewickelt werden. Neben den Triasschichtgliedern bilden polygene Breccien vom Typus der oben beschriebenen Reicheschbreccie Leithorizonte. Außer den genetisch dubiosen Grünphylliten beteiligen sich Quarzphyllite und diaphthoritische unterostalpinen Altkristallin als über 100 *m* mächtige Härtlingspfropfen und als nur meterdicke rosenkranzförmige Boudins am Falten- und Walzenbau. Nachgewiesen sind stilpnomelanführende Paragneise (Plagioklasagneise) mit tektonisch gequälten, grobschuppigen, voralpidischen Muskoviten, ferner stilpnomelanführende Mikroclin- und Schachbrettalbit-Augengranitgneise und Amphibolite mit postkristallin gequälten Hornblenderelikten.

Der westliche Teil dieses Schollenkomplexes (Gebiet: König Alm—Schiereck—Weißgrubenscharte—Tiefenbachgraben) war bisher so gut wie unbekannt, da die schematische Darstellung dieses Teiles auf der geologischen Übersichtskarte von W. SCHMIDT (1924) unzulänglich ist. Der östliche Teil (Gebiet zwischen Hinter- und Vorderriedingtal mit dem Kamm Schwarzkogel—Riedingspitze) hat erst unlängst eine Detailbearbeitung und Kartierung durch F. THALMANN (1962 und 1963) erfahren, sodaß

ich mich für diesen Teil auf ergänzende Beobachtungen beschränke. THALMANN'S Gliederung des Riedingspitze-Dolomites in Wetterstein- und Hauptdolomit möchte ich mangels eigener Erfahrung nicht wiederholen.

### 1. Schwarzkogel und Riedingspitze (Tafel 6, Profil 2)

Über den oben genannten Schiefen, die die Weißeckwalze überschieben (siehe Seite 101), folgt ein Triasdolomit, der im Hinterriedingtal unter dem Schwarzkogel mehrere Meterzehner Mächtigkeit erreicht. Er liegt einem Grünphyllit auf. Am Schwarzkogel-S-Kamm ist der Dolomit bloß 6 m mächtig und brecciös. Darüber liegt 15 m mächtige, polygene Breccie. Sie besteht aus Dolomit- und Quarzitkomponenten in kalkphyllitischem Bindemittel. F. THALMANN (1963, p. 147) beobachtete in den Breccien um den Schwarzkogel gradierte Schichtung. Demnach zeigt auf Grund seiner Beobachtungen die Breccie südlich des Schwarzkogels aufrechte, die Breccie nördlich des Schwarzkogels verkehrte Lagerung. Darüber folgt Grünphyllit (eventuell diaphthoritischen Quarzphyllit und Altkristallin mitenthaltend) und ein 3 m mächtiger, nach unten auskeilender Dolomitspan.

Darauf sitzt der 200 m dicke, gegen unten zu bedeutend schmaler werdende Altkristallinpfropf des Schwarzkogels. Er besteht aus verschiedenen Varietäten von Diaphthoriten, die ein gemeinsames Merkmal haben: sie sind alle grün (Chloritisierung, „vergrüntes Kristallin“). Bei näherer Betrachtung sieht man an der südlichen Basis (Schwarzkogel-SW-Flanke) feinkörnige Grünschiefer (Diaphthorite nach altkristallinen Amphiboliten und nach eventuell paläozoischen Grünschiefern der Quarzphyllitgruppe) im Verbande mit feinlagigen grünen Quarzphylliten bis diaphthoritischen Gneisen. Dieser diaphthoritische Gneis ist hier megaskopisch zunächst noch untypisch, weil er zu stark geschiefert ist und megaskopisch selten die Muskovitschuppen erkennen läßt, die bei sehr starker postkristalliner Tektonisierung, wie sie hier an der Basis des Altkristallinpfropfens herrscht, mit freiem Auge nur noch stellenweise sichtbar sind. Das mikroskopische Bild zeigt aber bereits die charakteristischen Merkmale des diaphthoritischen altkristallinen Paragneises (Chlorit-Muskovit-Plagioklas-Quarz-Gneis mit Plag III, II und I. Plagioklasfüllung Typus B nach CHRISTA. Gequälte Muskovit-Porphyrroklasten in kleinblättrigem Serizit-Chlorit-Filz. Accessorien: Opazit, Titanit und Apatit).

Südlich vom Schwarzkogel-Gipfel hat der Paragneis das relativ gesündeste Aussehen. Er ist hier mittelkörnig. Die mehrere Millimeter dicken farblosen Feldspat-Quarz-Zeilen heben sich megaskopisch gut von den Muskovit-Chlorit-Zeilen ab. Die Schieferungsflächen sind wellig. Der Gneis hat eine lentikuläre Textur. Die einzelnen Muskovitblättchen erreichen bis mehrere Millimeter Durchmesser. Sie sind zu Muskovitschuppen aggregiert.

Es handelt sich um stilpnomelanführenden Chlorit-Muskovit-Plagioklas-Quarz-Gneis (Paragneis). Plagioklas ist als Plag III, II und I ausgebildet mit Füllungstyp B. Die großen gequälten Muskovit-Porphyrroklasten sind häufig quer zu s gestellt. Accessoria: Opazit, Magnetit mit Titanitsaum, Epidot und Titanit.

Nördlich des Schwarzkogel-Gipfels ist der diaphthoritische Gneis mittel- bis feinkörnig und bereits wieder planparallel verschiefert und zeigt eine intensivere dunkelgrüne Farbe. Mit freiem Auge sind die Muskovitschuppen gut erkennbar.

Wiederum handelt es sich um stilpnomelanführenden Chlorit-Muskovit-Plagioklas-Quarz-Gneis (Paragneis) mit gequälten Scheitermuskoviten, mit Plag II und I und mit Füllungstypus B. Bemerkenswert sind Klinozoisitbüschel, die mit Stilpnomelan aggregiert sind. Accessoria: Opazit mit Titanitsaum, Haematit, Zirkon (? Monazit) und Apatit.

Steigt man weiter nach N ab, so nimmt dieser Gneis gegen seinen N-Rand feinschieferigen Phyllonitcharakter an. Darüber liegt Serizitquarzit, feinschieferig, farblos bis grünlich (chloritisch).

Darüber folgt an der Schwarzkogel-N-Flanke in Seehöhe 2135 *m*, das ist 40 *m* südlich P. 2115 (Österreichische Karte 1 : 25.000) ein 5 *m* mächtiger, sonderbar feinkörniger und planparallel feinschichtiger (sehr deutlicher planparalleler Lagenbau!) Chlorit-Serizit-Quarzit. Er wurde anscheinend von den Einheimischen als Wetzstein abgebaut. Gruben und eine verrostete, liegen gebliebene Hacke lassen auf solchen Abbau schließen. Es könnte sich eventuell um einen Dogger-Quarzit handeln. Allerdings ist der Chloritgehalt dieses im Längs- und Querbruch graugrünen, im Hauptbruch grünen Gesteines recht hoch. Es ist mehr Chlorit als Serizit vorhanden. Radio-larienreste wurden nicht gefunden.

Megaskopisch: Sehr feiner Lagenbau im Mm-Bereich. Farblose bis hellgraue quarzreiche Lagen wechseln mit dünneren Chlorit-Serizit-Lagen ebenflächig ab. Kleinste Chlorit- und Serizitschüppchen sind auf *s* erkennbar. Sie bilden eine Lineation (N 92 E, 7 W), die von einer jüngeren Knitterungsachse (N 100 E/27 W), überprägt wird. *s*: N 88 E/52 N.

Mikroskopisch ist die Feinkörnigkeit des Gesteines sehr auffallend. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Chlorit und Serizit. Sie bleiben alle unter 0.08 *mm* Korndurchmesser. Es ist mehr Chlorit als Serizit vorhanden.

Quarz ist nur schwach undulös, einschlußarm, meist einschlußfrei und bildet ein Pflaster rundlicher, xenomorpher Körner. Konoskopisch konnte eindeutig ermittelt werden, daß Feldspat fehlt. Accessorien: Wahrscheinlich Stilpnomelan (0.07 *mm*; Pleochroismus: Goldgelb bis rotbraun; schwach ausgeprägte Spaltbarkeit senkrecht zur Basis; meist kein szintillierendes Auslösen; parallel verwachsen mit Chlorit). Opazit, Haematit (stellenweise idiomorph; mit 0.09 *mm* Durchmesser ist er der größte Gemengteil des Gesteines), Turmalin (hellgelb bis dunkelblaugrün) und Epidot.

Die Schieferzone zwischen Schwarzkogel und Riedingspitze hat einen äußerst komplizierten Bau mit Quetschzonen (tektonische Breccien) und lokal sogar steilachsigen Schlingenbau. An ihrem Aufbau beteiligen sich Schiefer der Nordrahmenzone (Grünphyllit, Schwarzphyllit, Kalkphyllit), unterostalpinen Altkristallin, unterostalpinen Quarzphyllit, Trias und nachtriadische sedimentogene Breccien. Die besten Aufschlüsse weisen die Schluchten der Riedingspitze-W-Flanke auf (westlich und westnordwestlich P. 2013 und westlich Weinkarting). Auf der Scharte zwischen Schwarzkogel und Riedingspitze und am Riedingspitze-S-Kamm ist die Serie verarmt und die Aufschlüsse sind ungünstiger. Westlich der Stier Alm sind die Aufschlüsse recht gut, aber ebenfalls verarmt.

Über dem soeben behandelten Quarzit folgt Eisendolomit (6 *m*), darüber eine Dolomitbreccie, die in der E-Flanke als polygene Breccie ausgebildet ist. Darüber folgen Schwarzphyllit, Grünphyllit und in der E-Flanke ein Dolomitzug und ein Grünschiefer (Chlorit-Albit-Schiefer mit 0.3 *mm* großen Titaniten; eventuell diaphthoritischer altkristalliner Amphibolit).

Darüber folgt ein Trias-Span, und zwar zunächst 10 *m* mächtiger, permoskythischer Tafelquarzit (in der E-Flanke), darüber 10 *m* mächtige Rauhwanne, die der ganzen Länge nach als Leitgestein durchstreicht, darüber Kalkmarmor (Muschelkalkniveau), mehrere Meter mächtig und wechsellagernd mit Rauhwanne und Chloritphyllit (nördlich der Scharte).

Dann kommt eine ganz kompliziert gebaute Schuppenzone mit tektonischen Breccien. Sie ist am Kammprofil nicht entwickelt oder nicht aufgeschlossen. Man findet dort nur Schwarzphyllit-Lesesteine (20 *m*). Erst darüber folgt die Riedingspitze-Teilscholle, beginnend mit Kalkmarmor und Rauhwanne (Muschelkalkniveau) und darüber grauem Triasdolomit (wahrscheinlich Wettersteindolomit) des Gipfels der Riedingspitze.

In der kompliziert gebauten Schuppenzone im Liegenden der Riedingspitze-Teilscholle, die wie erwähnt, im Kammprofil nur durch Schwarzphyllit vertreten ist, beobachtet man in der W-Flanke in Seehöhe 1800 bis 1900 *m* folgendes Profil von N nach S:

Dolomit der Riedingspitze  
Kalkmarmor (3 *m* mächtig)  
Schwarzphyllit (3 *m*)  
Kalkphyllit (2 *m*)



- Schwarzphyllit (4 m)  
Diaphthoritischer Granitaugengneis (2 m). Petrographie siehe unten!  
Schwarzphyllit (3 m)
- Periodisch trockene Wildbachrinne, westnordwestlich P. 2013 Kalkphyllit (8 m) mit tektonischer Breccie und steiler Faltenachse. Beschreibung siehe unten!
- Rauhwanke (2 m)  
Quarzitschiefer der Quarzphyllitserie (15 m), eventuell diaphthoritischen Gneis enthaltend  
Schwarzphyllit (30 m)  
Kalkphyllit (2 m)  
Breccie (3 m): Dolomitkomponenten in karbonatquarzitischem Bindemittel
- Schlucht nördlich P. 1884 Schwarzphyllit (15 m)  
Leitband des Triasspanes Rauhwanke (10 m). Siehe Anschluß an obige Beschreibung!

Der in diesem Profil genannte diaphthoritische Granitaugengneis bildet eine 2 m dicke und mehrere hundert Meter lange Gneislamelle, die vorzüglich am N-Hang der Wildbachrinne aufgeschlossen ist. Es handelt sich in Seehöhe 1800 m um mittelkörnigen kataklastischen Granitaugengneis, der arg gequält ist. Man erkennt mit freiem Auge 3 mm große Feldspat-Augen, 1.5 mm große Muskovitschuppen, im Längs- und Querbruch Quarz-Feldspat-Zeilen und am Hauptbruch einen feinen Serizit-Chlorit-Belag. Mylonitische Partien sind sekundär verquarzt.

Unter dem Mikroskop gibt sich das Gestein als Muskovit-Chlorit-Plagioklas-Schachbrettalbit-Quarz-Gneis zu erkennen (Granitgneis). Hauptgemengteile: Plagioklas, Schachbrettalbit, Hellglimmer, Chlorit und Quarz. Accessoria: Epidot und Opazit.

Der Plagioklas hat 0% An-Gehalt. Es handelt sich um leistenförmigen Plag III mit polysynthetischen Lamellen nach Albitgesetz, gefüllt mit Hellglimmer und Klinozoisit nach dem Mengenverhältnis des Typus B (nach CHRISTA). Er zeigt Kornzertrümmerung ebenso wie Quarz und Schachbrettalbit. Porphyroklasten von Quarz und Feldspat schwimmen in der durch Kornzertrümmerung erzeugten, fein granulierten Matrix. Die Hellglimmer bilden teils sperrig angeordnete, große gequälte Porphyroklasten, teils einen feinblättrigen Filz, der in s des Gesteines eingeregelt ist. Feinblättrige Chloritaggregate mit Opazit scheinen Formrelikte nach Biotit darzustellen. Außerdem finden sich Einzelchlorite ohne Opazit-Begleitung.

Im Kalkphyllit (8 m), der in der periodisch trockenen Wildbachrinne obigen Profiles ansteht, sind Triasgesteine und altkristalliner Gneis eingewalzt, die in Seehöhe 1770 m sowie darunter und darüber ein tektonisches Knetgestein (tektonische Breccie mit vorwiegend kalkphyllitischem Bindemittel) erzeugen. Die Faltenachse ist beinahe vertikal. Sie streicht N 40 E und fällt 73 NE. s: 130/73 N. Der Kalkphyllit ist kleingefältelt und enthält parallel zur Faltenachse torpedoförmig gekängte Schollen von Granitgneis des obigen Typus (2 m × 0.5 m Durchmesser), Kalkmarmor, Dolomit und Quarzit. Es ist das die einzige Stelle im Bereich der peripheren Hafnergruppe mit Schlingentektonik um beinahe vertikale Faltenachse. Offensichtlich handelt es sich um ein lokales tektonisches Phänomen, bedingt durch späte Pressung um NE-streichende Achse (Querfaltung) zwischen den relativ starren Schollen des Dolomites der Riedingspitze und des altkristallinen Gneises des Schwarzkogels.

In der NNE-Flanke der Riedingspitze wird der Dolomit in Seehöhe 1810 m (150 m südsüdwestlich P. 1697) durch ein 5 m mächtiges Kalkglimmerschieferband mit grünlichem bis rosa Kalkmarmor unterbrochen. In Seehöhe 1830 m findet sich ein 2 m mächtiges Kalkschieferband, das im Dolomit auskeilt. Der Dolomit unmittelbar über diesen Kalkschiefer-Kalkmarmorbändern ist dunkelgrau, gebankt, bituminös — stinkt beim Anschlag —, zeigt eine sedimentäre Kräuselschichtung, und es gibt hier Partien von Kristalldolomit (körniger, dunkler, sandig anwitternder Dolomit). Hingegen ist der Dolomit unter den Kalkmarmorbändern massig und farblos (Typus Wettersteindolomit). Die Terrasse westlich des Kalkschieferbandes ist schuttbedeckt (bei P. 1821 und westlich davon). Trotz intensiver Nachsuche konnte ich dort die von F. THALMANN eingetragenen Raibler Schichten nicht finden. Ich fand hingegen auf dieser Terrasse im Schutt erratische Blöcke (Moräne) von Quarzit und altkristallinem grobschuppigem

Muskovitgneis. In der Riedingspitze-N-Wand scheinen Raibler Schichten vorhanden zu sein. Man findet im Schutt den kleinkörnigen, braun anwitternden Dolomit mit grünen Schieferzzwischenlagen und endogener Dolomitreccie, der an die Raibler Schichten am Weißbeck (Ödenkar) erinnert. Der Internbau der Riedingspitz-Scholle scheint mir stratigraphisch noch nicht befriedigend gelöst zu sein.

An ihrem N-Fuß wird die Dolomitscholle der Riedingspitze von Kalkmarmor, Schiefen und Breccien überlagert (Tafel 6, Profil 2). Der Kalkmarmor steht 1 m mächtig, ostnordöstlich P. 1697 an. Er hat wiederum grünliche bis rosa Farbe (wahrscheinlich Muschelkalkniveau) und liegt auf dem Dolomit und unter dem umhüllenden Schwarzphyllit. Auf dem Schwarzphyllit, der auch Kalkphyllitlagen enthält, folgt die mehrere Meter mächtige Breccie südlich der Gruber Alm. Es ist wiederum polygene Breccie mit 0·5 m langen Dolomit- und Quarzitkomponenten in karbonatquarzitischem Bindemittel. Darüber liegt bei der Gruber Alm wiederum Schwarzphyllit.

Daß es sich auch im Hangenden der Dolomitscholle der Riedingspitze um ein recht kompliziert zusammengesetztes tektonisches Schuppensystem handelt, zeigt folgendes Profil, das im Wildbachgraben, 280 m südlich der Unteren Essl Alm, unmittelbar am Rande der Riedingspitz-Scholle aufgenommen wurde, vom Hangenden zum Liegenden:

polygene Breccie (8 m): Dolomit und Quarzitkomponenten in quarzitischem bis karbonatquarzitischem Bindemittel. s: N 105 E/74 N; Faltenachse: N 105 E/15 W  
 Schwarzphyllit (0·5 m)  
 Kalkmarmor (0·05 m)  
 Schwarzphyllit (1·5 m)  
 Breccie wie oben (0·2 m)  
 Schwarzphyllit (1 m)  
 Breccie (5 m) wie oben. Die Komponenten erreichen 1 m × 0·2 m Durchmesser  
 Grünphyllit (1 m)  
 Schwarzphyllit (1 m)  
 Kalkphyllit (2 m)  
 Dolomitreccie mit kalkphyllitischem Bindemittel (1 m)  
 Grünphyllit (1·5 m)  
 Schwarzphyllit (1·5 m)

Seehöhe 1625 m Dolomit der Riedingspitz-Scholle

## 2. Tiefenbachtal (Tafel 6, Profil 3)

Es handelt sich um das Gebiet westlich des Hinterriedingtales und südlich des Tiefenbaches mitsamt dem Kamm Schiereck—Weißgrubenscharte.

Der altkristalline Gneispropp des Schwarzkogels hat seine Fortsetzung im Altkristallin des Tiefenbachtals (P. 1850 und Karschwelle bei P. 2237). Darüber hat die Schieferzone zwischen Schwarzkogel und Riedingspitze ihre Fortsetzung im höheren Tiefenbachtal bei P. 2110. Die Triasscholle der Riedingspitze dürfte in der Trias der Mooskarschwelle fortsetzen. Unter den Schiefen des Kammes Schiereck—Weißgrubenscharte taucht der unterostalpine Schollenkomplex achsial nach WNW unter die Gebirgsoberfläche. Nur die höchsten Teilspäne dieser unterostalpinen Walze schauen in der Kammregion als Quarzphyllit bis Grünphyllit und winzige Dolomitschollen aus den umhüllend überdeckenden Schiefen (Schwarzphyllit, Kalkphyllit, Grünphyllit) noch heraus.

Wir beginnen die Detailbeschreibung bei der Mündung des Tiefenbaches in den Hinterriedingbach bei der Moosbauer Alm. Hier ist die Basis der Schwarzkogelscholle gut aufgeschlossen. Bei der Mündung stehen Kalkphyllite der hochpeninischen Schieferserie an. Darüber liegt eine verkehrte Triasfolge, und zwar von unten nach oben: Dolomit, Rauhwacke, Kalkmarmor und Quarzit. Der altkristalline Gneis lagert auf. Die Fuge unter dem Gneis ist in stark verrutschtem Zustand in den Wänden westlich der Prodinger Alm in Seehöhe 1900 bis 1950 m zu studieren. Auf der Trias liegen dort Grünphyllite (30 m mächtig), darüber polygene Breccie (mehrere Meter mächtig) und darüber der Gneis. Im Gneis ist ein Dolomitspan eingefaltet. Das Profil entspricht also

vollkommen dem der Schwarzkogel-S-Flanke. Nur nimmt im Tiefenbachtal die Scholle eine flachere Lagerung ein. Man kann sich gut vorstellen, daß sie flach auf den Schieferen der Nordrahmenzone schwimmt, genauso wie es für die Weißeckscholle zutrifft.

Der Gneis der Schwarzkogelscholle im Tiefenbachtal ist 200 *m* mächtig und besteht aus diaphthoritischen Plagicklasparagneisen und diaphthoritischen Granitgneisen. Die Aufschlüsse in den weiten, vom Eise glattgescheuerten Karschwellen sind prachttvoll gut. Man sieht, daß die Diaphthoritgneise konform mit der Trias und mit den Schiefergesteinen kleingefältelt sind und eine deutliche Lineare (Elongation der Glimmer- und Chloritaggregate und Anordnung der Feldspatauge und des Quarz-Feldspat-Zeilengefüges) besitzen, die der Faltenachse parallel orientiert ist. Die Faltenachse fällt flach gegen WNW ein. Falten und Walzen im diaphthoritischen Altkristallingneis rotieren um diese Achse. Man sieht also, daß der altkristalline Gneis alpidisch kräftigst differentiell durchbewegt wurde.

Der Gneis bildet, wie schon eingangs erwähnt, die Felsleiste P. 1850 bis P. 2237, während am Grat nördlich Schiereck (120 *m* südlich P. 2334 und bei P. 2334) nur noch Quarzphyllite bis Grünphyllite anstehen, die allerdings unkenntlich gewordene Diaphthoritreste nach altkristallinem Gneis mitenthalten dürften. Im Gneis findet sich, wie ebenfalls schon erwähnt, die Einfaltung eines Dolomitspanes von mehreren Metern Mächtigkeit, der den Schiereck-N-Kamm mit einer kleinen Dolomitscholle im Quarzphyllit knapp südlich P. 2234 erreicht. Eine zweite Dolomiteinlagerung im Gneis findet sich südlich P. 2237. Polygene Breccie ist bei P. 2237 in den Gneis eingefaltet. Die Trias an der Basis des Gneises streicht als Rauhwaacke und Dolomit zum kleinen See, 300 *m* nordöstlich Schiereck, und keilt nach oben im Quarzphyllit aus. Im Hangenden des Gneises liegen Trias (Rauhwaacke und Dolomit) und polygene Breccie östlich und südwestlich P. 2110. Sie keilen aus und erreichen nicht den Schiereck-N-Kamm. Darüber folgen die Schwarzphyllite, Kalkphyllite und Grünphyllite der Schieferzone bei P. 2110 (trennende Schieferzone zwischen Schwarzkogel- und Riedingspitzscholle). Nur die E-Begrenzung des Gneises ist durch einen großen Hangrutsch (westlich Prodinger Alm) von einer 700 *m* langen, abgerutschten Gneispartie und von Bergsturzblockwerk bedeckt.

Zur Hauptsache ist der Gneis wie am Schwarzkogel (siehe oben) als diaphthoritischer, stilpnomelanführender Chlorit-Muskovit-Plagioklas-Quarz-Gneis (Paragneis) ausgebildet. Zu unterscheiden sind wiederum mittelkörnige, lenticulartexturierte, weniger durchschieferete Gneise und die Hauptmasse der stark tektonisierten, klein bis mittelkörnigen Gneise mit ebenflächigem Parallelgefüge. Feldspatauge und Muskovittäfelchen haben einige Millimeter Größe. Lokal ist der Muskovit grobflaserig mit 8 *mm* langen Muskovittäfelchen entwickelt. Hellbraune Aggregate von Stilpnomelan sind mit freiem Auge erkennbar.

Untersucht wurden Proben dieses Gesteines von folgenden Punkten: Anstehender Fels nordöstlich Schiereck beim Buchstaben „d“ des Wortes „Wurmfeld“ der Österreichischen Karte 1 : 25.000. Anstehender Fels in Seehöhe 2065 *m*, das ist 150 *m* süd-südöstlich P. 2110. Verrutschte Felspartie südsüdwestlich Prodinger Alm bei P. 1972. Die Proben zeigen folgendes:

Hauptgemengteile sind Stilpnomelan, Chlorit, Hellglimmer, Plagioklas und Quarz. Der Plagioklas ist als gequälter Plag III mit Füllungstypus A bis C entwickelt. Die großen Muskovitscheiter sind infolge Rotation häufig quer zu s des Gesteines gestellt und arg gequält. Serizit bildet feinblättrigen Filz. Stilpnomelan zeigt Pleochroismus von hellgoldgelb bis goldbraun, schwache Spaltbarkeit senkrecht zur Basisfläche und keine szintillierende Auslöschung. Er ist ebenso wie Serizit und Chlorit Neubildung und daher wenig gequält. Accessoria: Rutil (Kniezwillig) mit Titanitsaum, Opazit, Titanit, Zirkon (? Monazit) und Apatit.

Chlorit-Muskovit-Plagioklas-Quarz-Gneis (Paragneis) ohne Stilpnomelan steht im Tiefenbachgraben, am Almweg des südlichen Ufers in Seehöhe 1900 *m* an. Das mikroskopische Erscheinungsbild ist bis auf das Fehlen von Stilpnomelan wie oben. Bei den Accessorien tritt hier auch Karbonat auf. Titanit zeigt Zonenbau und es finden sich Opazitkörner mit Titanitsaum.

Diaphthorit nach Granitgneis ist seltener. Solcher findet sich in der verrutschten Gneispartie westlich Prodinger Alm in Seehöhe 1950 m, das ist 100 m nordnordöstlich P. 1972. Das Gestein hat so wie alle diese diaphthoritischen Altkristallingneise grüne Farbe. Hier bewirken Phengit und untergeordnet Epidot die grüne Farbe. Chlorit fehlt dem Gestein. Der Stilpnomelan ist in diesem Gestein am reichlichsten vertreten. Seine goldbraunen Blättchen können als Einzelblättchen mit freiem Auge wahrgenommen werden. Sie sind in Schuppenzügen auf s, parallel der Lineation des Gesteines, die außerdem durch die Längung des Phengites, die Feldspat-Augen und die Anordnung der Quarz-Feldspatzeilen markiert ist, angeordnet. Die Feldspat-Augen erreichen 3 mm, die Phengitblättchen 2 mm Durchmesser. Das Gestein ist als stilpnomelan- und epidot-führender Phengit-Mikroklin-Plagioklas-Quarz-Gneis (diaphthoritischer Granit-Augengneis) anzusprechen.

Hauptgemengteile: Kalifeldspat, Plagioklas, Phengit, Stilpnomelan, Epidot und Quarz. Accessoria: Titanit, Opazit mit Titanitsaum, Apatit.

Der Kalifeldspat ist perthitfreier, hart gegitterter Mikroklin. Er bildet Porphyroklasten, die in granuliertem, kornzertrümmertem Grundgewebe schwimmen. Es handelt sich bei den im Dünnschliff bis 1·3 mm großen Porphyroklasten um vorwiegend eckige Bruchstücke, die durch Kornzertrümmerung aus größeren Individuen aufgesplittert sind und heute wie „vulkanische Einsprenglinge“ im Grundgewebe schwimmen. Diese pseudoporphyrische Struktur geht hier, nachweislich durch Übergänge belegt, nur auf Kornzertrümmerung zurück. Das Erscheinungsbild ist analog dem Hauptteil der Gneise der Gneislamellen 3 und 4 der Sonnblickgruppe. Allerdings fehlt im Riedingtal die Rekrystallisation. So sind die Mikroklingitter häufig verbogen, gequält, und der Kalifeldspat zeigt eine staubförmige Trübung, in der rote Hämatitblättchen erkennbar sind.

Der Hellglimmer ist durchwegs als Phengit mit deutlichem Pleochroismus von farblos bis hellgrün entwickelt. Hier, wie auch sonst in den Tauern mehrfach beobachtet, findet sich der Phengit mit verblüffender Regelmäßigkeit in mikroklinreichem Gestein, in welchem der Chlorit fehlt. Zu unterscheiden sind bis 2 mm große Phengitporphyroklasten, die mechanisch gequält sind, und der reichlich vorhandene, feinblättrige, in s eingeregelt Phengit-Filz, der Lagen und Züge bildet.

Der Stilpnomelan ist eine Spätbildung, da er mit radialstrahligen Aggregaten Klüftchen im Gestein ausfüllt und auch in Rissen innerhalb der Feldspate sitzt. Außerdem ist er aber auch lagenförmig in s des Gesteines eingeschichtet. Er bildet meist Aggregate, deren größte Schuppen 0·16 mm lang sind. Pleochroismus: Goldgelb bis braun. Die schwach entwickelte Spaltbarkeit senkrecht zur Basis ist erkennbar. Fehlen einer szintillierenden Auslöschung.

Plagioklas ist als Plag III, II und I entwickelt. Fülle von Hellglimmer und Klinozoisit nach Mengenverhältnis des Typus „B“ von CHRISTA. Die polysynthetischen Lamellen sind häufig gequält. Kalifeldspatisation des Plagioklases (metasomatische Antiperthitbildung) kommt vor.

Epidot zeigt Pleochroismus von grünlichgelb bis grünlichbraun.

Die trennende Schieferzone zwischen Schwarzkogelscholle und Riedingspitzscholle steht bei P. 2110 an (Kalkphyllit und Schwarzphyllit). Sie enthält Triasschollen (Quarzit, Kalkmarmor, Dolomit südlich P. 2110 und Dolomitlinse nordnordöstlich P. 2110) und einen altkristallinen Gneiskeil, der gegen S in den Kalkphylliten und Schwarzphylliten auskeilt. Der Gneiskeil setzt sich aus diaphthoritischem Paragneis (bei der Quelle „Q“ südlich des Wortes „Tiefenbach“ der Österreichischen Karte 1:25.000) und einem Diaphthorit nach altkristallinem Amphibolit am Wasserfall (Seehöhe 2020 m) bei dem Buchstaben „i“ des Wortes „Tiefenbach“ zusammen. Dort ist der Amphibolit über 20 m mächtig und setzt sich auf 350 m langer Strecke gegen SSW fort.

Es handelt sich um chloritisierten Epidotamphibolit. Er zeigt eine Bänderung im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich. Es wechseln nämlich hellere (plagioklas- und quarzreiche) mit dunkleren (hornblende- und chloritreichen) Lagen ab. Stellenweise ist der gebänderte Amphibolit in prächtige Falten gelegt und zeigt Transversalschieferung parallel zur Achsenebene der Falten.

Hauptgemengteile: Hornblende, Plagioklas, Epidot, Chlorit, Titanit, Magnetit und Quarz. Accessoria: Serizit und Apatit.

Hornblende bildet bis 5 mm große Porphyroklasten. Pleochroismus von hellgelb bis bläulichgrün und grün. In stark diaphthoritischen Proben (z. B. Lesesteine am Tiefenbach-Almweg unter der verfallenen Almhütte) bleiben Hornblenderelikte verhältnismäßig gut erhalten und schwimmen als 4 mm lange Trümmer in filzigem Chlorit-Hellglimmergeflecht. Sie bilden auf s des Gesteines zahlreiche dunkle Knoten, was analog von DEMMER (1961, p. 21) im Kleinarler Altkristallin beschrieben wurde.

Plag III ist Oligoalbit. Er zeigt leistenförmige Umrisse. Die polysynthetischen Zwillinglamellen sind gequält. Sie sind mit Klinzoisit- und Hellglimmermikrolithen gefüllt (Füllungstypus C). Plagioklas und Quarz sind häufig granuliert (Kornzertrümmerung). Serizit beschränkt sich zumeist auf dünne Lagen, wo er ein feinschuppiges Geflecht bildet. Magnetit zeigt Titanitsaum.

Die vermutliche Fortsetzung der Riedingspitzscholle bildet eine schön regelmäßig NNE-streichende Faltenmulde zwischen Mooskarriegel und P. 2165. Außen wird sie von Altkristallin (Paragneis anstehend, Granitgneis in Rollstücken) und Quarzphyllit gegen die umgebenden Schwarzphyllite eingerahmt. Das Rauhwackeband ist regelmäßig am W- und E-Schenkel der Mulde ausgebildet. Weiter innen ist Kalkmarmor (Muschelkalkniveau) nur stellenweise vorhanden. Den Kern der Mulde bildet Dolomit. Die Mulde steht verkehrt, das heißt, sie keilt nach oben in den Schiefen aus. Das NNE-Streichen dürfte auf Konto einer Querfaltung um die NNE-Achsenrichtung gehen und steht im Gegensatz zur sonst herrschenden WNW-Achsenrichtung. Im überlagernden Kalkphyllit, südlich P. 2285, sind tatsächlich beide Faltenachsen beobachtbar. Die Elongation der Mineralgemengteile des Gesteines folgt der Hauptfaltenachse und ist flach gegen WNW geneigt. Die jüngere Quer-Faltenachse fällt flach nach N 30 E. Sie bedingt im Kalkphyllit Falten mit der Faltenamplitude von 1 bis 2 *m*.

Zwei tektonisch noch höhere Trias-Schuppen befinden sich in den Schwarzphylliten, Kalkphylliten und Grünphylliten des Kammes südlich der Weißgrubenscharte. Die eine ist die Dolomitlinse südlich P. 2285. Die andere befindet sich zwischen P. 2285 und Weißgrubenscharte und besteht aus Rauhwacke und Dolomit.

## **G. Erratische Blöcke, Moränen, interstadales Konglomerat, Bergstürze, Bergzerreißungsspalten, postglaziale Erosion, Kalktuff und Gehängebreccie**

Es konnten während der geologischen Kartierung in der peripheren Hafnergruppe zahlreiche Originalbeobachtungen ausgeführt werden, die hier kurz, geordnet nach Tälern, genannt seien. Ich beschränke mich dabei strikte auf die hier behandelte periphere Hafnergruppe und möchte die Beobachtungen in der zentralen Hafnergruppe erst später im Zusammenhang mit der entsprechenden Beschreibung des Felsgerüstes der zentralen Hafnergruppe bringen. Auch beschränke ich mich hier auf Kartenblatt Muhr, obwohl ich natürlich auf den angrenzenden Blättern Tamsweg und Spittal an der Drau ebenfalls bereits zahlreiche Beobachtungen über die junge geologische Geschichte dieser Gebiete gesammelt habe. Es ist auch hier nicht beabsichtigt, Literaturhinweise und -vergleiche zu geben, da die meisten meiner Beobachtungen sowieso neu sind und eine entsprechende zusammenfassende Darstellung der Glazialgeschichte, Bergstürze usw. des Gesamtgebietes für später vorgesehen ist.

### **I. Zederhaustal**

Erratische Blöcke sind im Zederhaustal in Form von Blöcken aus Trias und Altkristallin des Unterostalpins auf fremder Unterlage, vom eiszeitlichen Gletscher dorthin verfrachtet, ausgebildet. Es sind dies: Blöcke von altkristallinem Muskovitgneis und Quarz auf der Felsleiste nordwestlich Riedingspitze, und zwar 400 *m* nordwestlich des Gipfels. Blöcke von Triasdolomit (von der Weißbeckscholle stammend) auf Schwarzphyllit am Gipfel der Gröbnitzen sowie südwestlich, nordnordöstlich und ost-südöstlich des Gipfels der Gröbnitzen. Diese Dolomitblöcke erreichen bis 4 *m* Durchmesser und zeigen an, daß der eiszeitliche Gletscher aus der E-Flanke des Weißbecks plateauförmig die Gröbnitzen (Seehöhe 2128 *m*) überspannt hat. Erratica von Radstädter Triasdolomit gibt es auf den Schwarzschiefern der Nordrahmenzone im Ziemwald in 1550 *m* Seehöhe sowie bei der Esser Alm, im unteren Nahendfeldtal (8 *m* große Blöcke), bei Gries, beim Duller, im unteren Maristal, nördlich Meßner Alm und in Seehöhe 1600 *m* bei der Lenzl Alm (2 *m* große Blöcke); ferner bei Ruden, auf den Atlas Wiesen (Zicken-

bergwald) und nordöstlich darunter. Am Zickenberg befinden sich in Seehöhe 1805 *m* glazial gehobelte Rundbuckel aus Gneis. Der eiszeitliche Gletscher hatte also hier, am W-Ende des Lungauer Beckens beim Zusammenfluß von Zederhaus- und Murgletscher diese gewaltige Höhe. Da der Talgrund des Lungauer Beckens dort eine Seehöhe von rund 1050 *m* aufweist, war der eiszeitliche Gletscher hier mindestens 750 *m* dick. Die Lokalität der betreffenden Rundbuckel befindet sich auf der Rückfallkuppe südwestlich P. 1856 am Zickenberg. Gekritzte Gletscherschliffe im Zederhaustal beobachtet man z. B. auf Kalkglimmerschiefer bei Kraglerau.

Größere Bergstürze im Zederhaustal sind meist teilweise von Moräne bedeckt. Ihre Bergsturz-Aktivität dürfte vor dem Ende der letzten Eiszeit begonnen haben. Dazu gehören der Bergsturz Stieralm-Rauchwald, der heute noch aus der steilen E-Flanke der Riedingspitze Nachschub erhält. Es gehört hierher der äußerst wilde Bergsturz des Höllgrabens: Ein Teil der Dolomitscholle des Weißecks ist hier in sich zusammengebrochen, bildet haushohes Bergsturztrümmerwerk, das vom Gletscher des Daunstadiums überfahren und teilweise zu Moränenwällen gruppiert wurde. Moräne trägt auch der Bergsturz der Maurer Alm, der in starken Quellen mit Kalksinter in Seehöhe 1390 *m*, südlich Mühlbach entwässert. Auch der Bergsturz nördlich Zliemwald trägt Moräne, rutscht jedoch rezent weiter. Abrißklüfte in Vorbereitung künftiger Stürze befinden sich in Seehöhe 1560 *m* im Schwarzphyllit nördlich der Schrift „Zliem Wald“ der Österreichischen Karte 1 : 50.000. Im Nahendfeldtal gehören die Bergstürze der Diktl Alm und der Pfeifenberger Alm zu dieser von Moräne teilweise bedeckten Gruppe; ferner im unteren Zederhaustal die Bergstürze des Schneiderwaldes, des Karbaches und der ausgedehnte Riesenbergsturz des Zickenbergwaldes, auf dem die Moräne der Atlaswiesen liegt und der wohl wegen seiner enormen Größe und ausgeglichenen Morphologie recht alt sein dürfte (vielleicht interglazial). Er bricht rezent weiter nach. Seine westlichen Teile (Fellerberg und Rudnerberg) sind postglazial und erhalten dauernd Nachschub aus dem Abrißgebiet Schrovinkogel—Grandnasen mit einer 1·1 *km* langen Bergzerreißungskluft und diversen Nebenklüften, welche zukünftige Bergstürze hier vorbereiten. Das enorme Bergsturzareal (über 5 *km* Durchmesser!) entwässert in großen Quellen, und zwar in der Quelle in Seehöhe 1310 *m* (südlich Ruden), ferner in ähnlicher Höhe südlich Krottendorf und in der großen Quelle in Seehöhe 1180 *m* (süd-südöstlich Fell) und bei der idyllischen großen Bergsturzquelle „Waldesrast“ in Seehöhe 1220 *m* (ebenfalls südsüdöstlich Fell) und in mehreren kleinen Quellen des annähernd gleichen Niveaus am Fuße der riesigen Bergsturzmasse. Alle diese Bergstürze folgen dem Prinzip des isoklinalen Abgleitens der Felsmassen über N-geneigten, mehr oder weniger wasserundurchlässigen Schiefen, meist Schwarzphylliten.

Moränenwälle als Rückzugsstadien nach der letzten Hauptvereisung sind im Zederhaustal angedeutet bei Tafern, bei Kraglerau, jedoch wirklich gut kenntlich nur bei der Talleiste von Gries und auf der Terrasse südlich der Nahendfeldmündung (Endmoränenwall). Die etwa 60 *m* tiefen Schluchten des Zederhausbaches und Nahendfeldbaches unter diesen Moränen sind hier als postglazial anzusprechen. Interessant ist, daß die postglaziale Erosion im tief rückwärts im Gebirge gelegenen Hinteren Riedingtal bloß 20 *m* beträgt, was sehr hübsch durch die Schlucht des Hinterriedingbaches unter dem mit Moräne ausgekleideten Trog südwestlich Örgenhias Alm ablesbar ist. Die postglaziale Flußerosion hat diesen rückwärtigsten Teil des Tales bisher nur in bescheidenem Maße erreicht.

Moräne verkleidet die Talleiste Esser Alm—Wald—Höllgrabenmündung. Unter dieser Moräne ist ein Konglomerat aufgeschlossen. Der Aufschluß ist 10 *m* lang und 3 *m* hoch. Er befindet sich am rechten Ufer des Zederhausbaches gegenüber dem Gasthaus Haller in Wald. Obwohl hier keine Moränenwälle mehr vorhanden sind, ist es doch am wahrscheinlichsten, daß die genannte Moräne auf der Talleiste Esser Alm—Wald—Höllgrabenmündung ebenfalls einem Rückzugsstadium nach der letzten Vereisung entspricht. Das darunter befindliche Konglomerat dürfte wohl vorher in einem lokalen

See aufgestaut worden sein. Ich möchte es daher als interstadiales Konglomerat deuten.

An postglazialen Bergstürzen, die nicht von Moräne bedeckt sind, ist das Gebiet sehr reich. Wir nennen bloß einige von ihnen: Rutschgebiet König Alm—Prodingger Alm in der linken, Bergsturzgebiet Weinkarting in der rechten Flanke des Hinterriedingtales. Beide sind aktiv und zeigen lange, dem Berghange parallel streichende Abrißklüfte in Vorbereitung befindlicher Bergstürze. Das Bergsturzblockwerk westnordwestlich der König Alm besteht aus der polygenen, nachtriadischen Breccie. Östlich vom Weißbeck gehört hierher der kleinere Bergsturz der Rothenwänder Alm. Vorwiegend aus Grünschiefer der Zederhausgruppe besteht die Bergsturzreihe: Grätzer Alm, Veit Alm und Steinitzen-Ostflanke. Diese Bergsturzgebiete sind gegenwärtig sehr aktiv: Im Abrißstadium befindliche Bergzerreißungsklüfte der Bloßkogel-N-Flanke und des Steilhanges südlich Veit Alm. In der Bloßkogel-N-Flanke sind die Spalten mehrere 100 *m* lang und 10 *m* breit. Über der Veit Alm beobachtet man ständiges Nachrutschen. Das Bergsturzareal der Grätzer Alm entwässern mehrere große Quellen in Seehöhe 1530 bis 1500 *m*. Der Bergsturz der Steinitzen-Ostflanke wird von einer Quellenreihe mit Kalksinter über dem S-Ufer des Zederhausbaches südlich Dorf bei Zederhaus entwässert. Auch die Bergstürze des Maristales sind postglazial; ebenso die des Karthäusentales, welches besonders Muren-anfällig ist. Das Abrißgebiet der letzten großen Mure aus dem Jahre 1965 konnte ich westlich der Müllner Alm auskartieren, da der Abriß zur Zeit meiner Kartierung noch frisch war. Diese Mure versperrte das Zederhaustal bei der Mündung des Karthäusenbaches in den Zederhausbach.

An der tiefsten Stelle im Gipfelplateau des Weißbecks befindet sich 100 bis 200 *m* nordwestlich und nördlich des Weißbeckgipfels eine Gehängebreccie. Sie besteht aus grauen bis farblosen Dolomitbruchstücken und untergeordnet auch aus Schieferbruchstücken in einem porösen kalkigen Bindemittel. Die Entstehung dieser Breccie ist als subrezent anzusprechen und sehr leicht zu erklären: Die am Gipfelplateau vorhandenen, wasserundurchlässigen Schiefer stauten Wasserpfützen auf, in denen der Gehängeschutt des Gipfels abgelagert und in kalkhaltigem Schlamm verfestigt wurde.

## II. Murwinkel (Murtal)

Die Spuren des eiszeitlichen Talgletschers sind an den Trogwänden der Murwinkel-Sonnseite und wiederum an erratischen Blöcken und polierten und gekritzten Gesteinsoberflächen ablesbar. Massige Gneise, aus dem Inneren des Hochalm-Ankogel-Massivs, und zwar aus dem Liegenden der Silbereckserie stammend, bilden zusammen mit den charakteristischen Kalk- und Dolomitmarmoren der Silbereckserie Erratica auf fremder Unterlage. Man findet sie im Gebiete um die Stickerlhütte, auf den Talleisten beiderseits der Murschlucht talauswärts der Zalussen Alm und von hier auf der Talleiste über Rotschopf Alm bis zum P. 1916 reichend; ebenso im Moritzental südwestlich und nordöstlich des Jagdhauses, im Murtal auf der Talleiste unter dem Roßfall, auf der Talleiste der Gabreinig Alm, beim Einlaufwerk des Plölitzenstollens und am Weg von Mayerhof zur Mayerhofer Alm bis Seehöhe 1510 *m*. Am zuletzt genannten Wege sind Gletscherschliffe mit Schrammen parallel Murtal am anstehenden Fels zu sehen. Erratica finden sich am Weg von Hemerach zur Aigner Alm bis Seehöhe 1360 *m*. Die Kalkmarmor- und Dolomitmarmorblöcke erreichen als Erratica auch noch im unteren Murwinkel 1-5 *m* Durchmesser.

Dem nördlichen Einfallen der Gesteine entsprechend, ist die Sonnseite des Murwinkels steil und standfest. Es gibt dort nur kleine postglaziale Bergstürze. Hingegen dehnen sich längs der Isoklinalhänge der Schattseite des Murwinkels ausgedehnte Rutsch- und Bergsturzgebiete aus, von denen die meisten und auch der größte (Oblitzen-NE-Flanke) postglazialer Entstehung sind. Bergstürze, die von Moräne teilweise bedeckt sind und daher wahrscheinlich schon vor Ende der Eiszeit aktiv waren, sind

also auf die Schattseite des Murwinkels beschränkt. Es handelt sich um die folgenden größeren unter ihnen: Milchleiten (südwestlich Sticker Hütte), Mayerhofer Alm, Stierkar und nördlich der Ruine des Kareckhauses.

Moränenrandlagen der Rückzugsstadien des letzten Talgletschers im Murwinkel lassen sich vermuten am Talriegel des Murfalles (Moränen nordwestlich Reit und bei Jedl) und am Talriegel über der Murschlucht bei Plölitzen (Moräne am Rundbuckel, der den Stausee beim Einlaufwerk des Plölitzenstollens absperrt). Einen prachtvollen Endmoränenwall schüttete der Moritzengletscher zu einer Zeit auf, als sich der Murgletscher bereits zurückgezogen hatte. Auf dem linken Seitenteil steht die Kapelle Moritzen (P. 1591). Der Moränenwall ist 20 *m* hoch und enthält Geschiebelehm (neuer Straßenanschnitt) und massige Gneisblöcke aus dem Liegenden der Silbereckserie mit Durchmesser von 2·5 *m*. Der rechte Seitenteil dieser Moritzen-Endmoräne wurde durch den postglazialen Bergsturz des Moritzenwaldes (siehe unten) überfahren. Die Randlage des Daunstadiums des Murgletschers könnte man in der Moräne bei P. 1861 im obersten Murtal (Schmalzgraben, südsüdwestlich Jagdhütte Schmalzgraben) vermuten. Ein wenige Meter hoher linker Endmoränenwall ist dort vorhanden. Auf der rechten Talseite ist auffallend grobblockige Moräne mächtig angereichert.

Wiederum beträgt die postglaziale Erosion unter dem Trog der Schmalzgrube in der Murschlucht beim Jagdhaus Schmalzgrube nur einige Meter, jedoch bereits in der Murschlucht unter der moränenbedeckten Talleiste zwischen Zalussen Alm und Moritzen-Einmündung über 100 *m*. Südlich parallel zur letztgenannten Schlucht verläuft eine heute trockene Kerbe, der einst die Mur folgte.

Von den vielen postglazialen Bergstürzen des Murwinkels seien nur die größeren hier aufgezählt. In der Schmalzgrube befindet sich der Bergsturz der Stofflerwand mit einer modellförmigen, 400 *m* langen, in Vorbereitung befindlichen neuen Abrißkluft nordöstlich parallel zur Wand und mit in der 30 *m* tiefen Murschlucht (bei der verfallenen Lenger Alm) prächtig aufgeschlossenen, durcheinandergewürfelten Bergsturmassen. Talabwärts folgt auf der Sonnseite der Bergsturz bei der Hiasbauer Alm, auf der Schattseite das Bergsturzareal südlich und südöstlich der Sticker Hütte. Der Bergsturz des Moritzen Waldes hängt mit jenem der Weidleiten zusammen. Die beiden haben, wie schon oben erwähnt, die Moritzen-Endmoräne teilweise überfahren und branden dazu noch mit einem Riesenblockwerk von 20 *m* Blockdurchmesser auf die gegenüberliegende Talseite (Sonnseite) bis 100 Höhenmeter über dem heutigen Murbett auf. Der Bergsturz hat auch die Moräne am Fuße des Roßfalles überfahren. Am Aufbau des Moritzenwald-Bergsturzes beteiligen sich Mureckgneis und Grobkornamphibolit der Storzserie. Die Abrißnische befindet sich in Seehöhe 1800 bis 1900 *m*. Über den wasserstauenden Schwarzschiefern der Silbereckserie ist der Mureckgneis im Brunnerwald und am Reiterberg eingestürzt. Der große Bergsturz Lippbauer Alm-Brunnerwald wird von starken Quellen südöstlich Blasnerbauer in Seehöhe 1560 *m* und beim Brunner (Quelle ist im Gehöft gefaßt) entwässert. Oberflächenwasser gibt es im Bergsturzterrain unter der Lippbauer Alm ausnahmsweise im Sommer nach sehr starken Niederschlägen. Im Bergsturzblockwerk in Seehöhe 1360 *m* am Reiterberg oberhalb der Bauernhöfe findet sich nicht nur Mureckgneis, sondern auch Kalkmarmor.

Der größte Bergsturz des Murwinkels ist der in der Oblitzen-NE-Flanke, westlich, südwestlich und südlich der Ortschaft Muhr. Seine Ausmaße sind gigantisch (4 *km* Durchmesser). Es ist hier beinahe die gesamte Mur-Sonnseite bis zum wasserscheidenden Grat, der das Mur- vom Liesertal trennt, in sich zusammengesunken und hat unten am Hang riesige Blockfelder gebildet. Dadurch ist eine breite kuppige trockene Landschaft um „Kegeleben“, Gupetz, Hiasler Alm und Adambauer Alm entstanden mit den steilen Blockhalden darunter, die in kräftigen Quellen entwässern: Quelle Mandl Brand in Seehöhe 1300 *m*, Quelle südwestlich Obere Auen in Seehöhe 1270 *m*. Verrutschte Riesen-Felsschollen sind im bewaldeten Gelände durch ihr aberrantes Streichen und Fallen erkennbar. Der neue Güterweg von den Unteren Auen zur Egger Alm gibt guten Ein-



blick in das wild durcheinandergewürfelte, jedoch von kräftiger Vegetation bedeckte Bergsturzblockwerk, das wegen seiner mangelhaften Standfestigkeit bei der Hochwasserkatastrophe im September 1967 beträchtliche Teile der Ortschaft Muhr durch Muren zerstört hat. Ein sehr junger Bergsturz ist der der Karrerspitze-NE-Flanke, der die Moränen des Daunstadiums bei Schönbühel überrollt hat. Am Gipfel der Storzspitze bereitet sich ein Bergsturz vor. Die Bergzerreißungskluft nördlich des Gipfels ist 300 *m* lang.

Der Bergsturz an der Schattseite des Murwinkels bei Hemerach entwässert mit kräftiger Quelle in Seehöhe 1165 *m*, südwestlich Hemerach. Der von Gneisen der Storzserie zusammengesetzte Kamm zwischen Aigner und Walisch Kar ist in sich zusammengesunken und bildet heute einen Trümmergrat. Zu erwähnen sind dann noch die postglazialen Bergstürze unter der Stöckl Alm und bei der Doktor Alm.

### III. Pöllatal (Liesertal)

Das höchste Vorkommen von erratischen Blöcken wurde auf den Eckwiesen in Seehöhe 1980 *m* gefunden. Es handelt sich um massigen grobkörnigen Albit-Epidot-Amphibolit der Storzserie in Blöcken bis 1 *m* Durchmesser, welche auf Quarzit der peripheren Schieferhülle (tektonische Schuppen über der Schrovlin-Einheit) aufliegen. Da der Liesertalboden bei Angern heute die Seehöhe 1200 *m* einnimmt, hatte der eiszeitliche Liesertalgletscher hier eine Dicke von mindestens etwa 780 *m*. Blöcke analoger petrographischer Beschaffenheit sind erratische Leitgesteine in den Moränen des Katschberges.

Erratica von Kalkmarmor der Silbereckserie finden sich im Bereiche der Storzserie in den Moränen nördlich Tendl Alm (1 *m* große Blöcke) und in der Moräne, die dem Bergsturz der Zaneischg aufrucht, beim Pöllinger und in den Anschnitten des neuen Zaneischg-Güterweges in Seehöhe 1325 *m* (2 *m* große Kalkmarmorblöcke) zusammen mit massigen Gneisblöcken aus dem Liegenden der Silbereckserie.

Randlagen des sich zurückziehenden späteiszeitlichen Liesertalgletschers sind bei der Tendl Alm als undeutliche Endmoränenwälle an der linken und rechten Talflanke erkennbar. H. NAGL (1967, p. 156) deutet sie als Schlernstadium. Eine Kiesgrube nützt die durch den Moränenwall gestauten Lieser-Alluvionen. Ein anderer Endmoränenwall des Liesertalgletschers streicht NE—SW, also quer zum Liesertal. Er befindet sich westlich vom Jagdhaus Pölla und ist auf den Raum südlich der Lieser beschränkt. Der linke, nördliche Flügel der Endmoräne wurde vom Bergsturz der Langen Wand überrollt. H. NAGL (l. c.) teilt diese Endmoräne dem Gschnitzstadium zu. Der Wall ist mehrere Meterzehner hoch und führt eisgeschliffene Blöcke von Gneis und Kalkmarmor.

Von Moräne teilweise bedeckt ist der Bergsturz der Zaneischg. Wahrscheinlich ist er interglazial erfolgt, da er ausgeglichene, der Trogtalform angepaßte Formen zeigt und von dicken Moränen des Liesertalgletschers mit den oben genannten Erratica verklebt ist. Die Streichrichtung der Gneisbänke ist im anstehenden Fels der Bergsturznische größtenteils N—S bis NE mit Einfallen der Schichten gegen E und SE. Isoklinales Abgleiten der Felsmassen nach SE war mithin möglich und löste den Bergsturz im glazial unnatürlich steil ausgestalteten Gelände (siehe die heutigen Steilwände bei der Veithütte!) aus. Während des Daunstadiums lag in der Bergsturznische ein Gletscher, der auf den Zaneischg Wiesen lang hinstreichende Endmoränenwälle aufbaute. Die Entwässerung des oberflächlich trockenen Bergsturzeländes erfolgt durch die großen Quellen bei der Strafr Alm und nordöstlich Zaneischg.

Die übrigen großen Bergstürze des Pöllatales sind postglazialen Alters. Mureckgneis und Storzserie, die über den quergefalteten Schiefen der Silbereckserie eingebrochen sind, bilden das äußerst wilde Bergsturzareal unter der Langen Wand. Die Riesenfelschollen, welche die Ausbruchsnische unter der Langen Wand ausfüllen, zeigen aberrantes Streichen und Fallen und werden von neuerlich aufreißenden, lang

hinstreichenden, tiefen Bergzerreißungsspalten in Vorbereitung neuerlicher Einstürze durchzogen. In den darunter befindlichen Blockfeldern herrscht intensive rezente Bewegung und ein Block-Gepolter nach größeren Niederschlägen im Sommer. Die sogenannte Gifthütte, das ist das Gemäuer der Ruine des alten Arsenik-Poch- und Röstwerkes, dessen Betrieb im Jahre 1809 eingestellt wurde (R. M. ALLESCH 1959), befindet sich in Seehöhe 1390 *m* am linken Ufer der Lieser, knapp westlich der Mündung des Eissigbaches und ist von 2 *m* großen Gneisblöcken des Bergsturzes bereits weitgehend zugedeckt. Auch der nebenbei befindlichen Schlackenhalde ist es in den inzwischen vergangenen 160 Jahren ähnlich ergangen. Im Karbonatquarzit in der Steilflanke gegenüber Pölla-Jagdhaus reißt die tiefe und lange Abrißfuge eines künftigen Bergsturzes auf.

Postglazial sind auch die Bergstürze nordöstlich P. 2517, der Pfarr Alm und der Girlitz Alm. Die Abrißnische des zuletzt genannten folgt den gleitfähigen Talkschiefern der Storzserie östlich vom Gipfel der Girlitzspitze. Das große Bergsturzareal der Girlitz-W-Flanke ist trocken. Um die Almwirtschaft aufrechterhalten zu können, bauten die Einheimischen mit Erfolg im Blockwerk in Seehöhe 2240 *m* in der Nähe der Abrißfuge des Bergsturzes einen Stollen zum Wasser. Die Stelle befindet sich 450 *m* nordöstlich Girlitzspitze. Der Stollen ist heute bereits wieder verfallen. Die Reste der Metallrohrwasserleitung bis zum Almboden sind noch vorhanden. Die Almwirtschaft ist derzeit eingestellt. Rund um das große Girlitz-Bergsturzareal treten am Fuße des Bergsturzes starke Quellen aus: Quelle beim Jagdhaus Lassörn, Quelle beim Lassörn-Almweg in Seehöhe 1680 *m*, Quelle beim Lassörn-Wasserfall und Quellen über dem rechten Ufer der Lieser, südlich Alm 1307. Im obersten Lassörn bildet die Semannwand-SE-Flanke einen in sich zusammengesunkenen und als Bergsturz auseinandergelittenen Blockgrat. Ein in Vorbereitung befindlicher Bergriß befindet sich westlich der Scharte zwischen Girlitzspitze und P. 2546.

Vor dem Daunstudium rutschte der Bergsturz (Schrovingneis) auf den Schwarzschiefern der Murtörlserie bei der Oberen Peitler Alm ab. Das Bergsturzblockwerk wurde vom Gletscher des Daunstudiums zu Endmoränenwällen zusammengestaucht. Postglaziale Bergstürze erzeugten die brettebenen Isoklinalhänge der Bündnerschiefer der W-Flanke des Wolfsbachtals. In ihnen gibt es auch Bergzerreißungsspalten für künftige Bergstürze: Im Grünschiefer, 500 *m* westsüdwestlich Unterer Peitler Alm, im Kalkglimmerschiefer bei der Stampatzspitze und mehrere Staffeln von Spalten im Grünschiefer der Poisnegg-ESE-Flanke in Seehöhe 2220 bis 2140 *m*.

## H. Kritische Bemerkungen zur Literatur

Die folgenden Bemerkungen sollen dazu beitragen, Literaturstellen, die nach meiner gegenwärtigen Erfahrung der Natur nicht gerecht werden, zu kennzeichnen. Damit wird der Wunsch verknüpft, daß man sie tatsächlich diskutiert, bevor sie kritiklos in alle Ewigkeit fortgepflanzt werden. Es gibt kaum etwas Langlebigeres als falsche Literaturstellen. Ich möchte mit der genauen Durchsicht der Arbeiten meiner Vorgänger meine Verehrung und Dankbarkeit diesen Forschern gegenüber bekunden. Außerdem wurde auch Selbstkritik gegenüber eigenen, älteren Publikationen geübt.

Zu F. BECKE 1908, p. 386: Die Feldspat-Augen im Mureckgneis sind nach meinen Beobachtungen überwiegend Kalinatronfeldspat und Schachbrettalbit, nicht primärer Plagioklas.

Zu p. 386 und 387: Die Mächtigkeitenangaben (600 bis 700 *m*) für den Mureckgneis sind zu hoch. Nach meinen Beobachtungen überschreitet seine Mächtigkeit nicht 300 *m*.

Zu F. BECKE 1909 b, p. 207: Die Moräne im Murtal bei der Einmündung des Rotgüldenbaches reicht nur bis 500 *m* östlich Blasnerbauer. Die Hügel weiter östlich bis zum Gehöft Brunner bestehen aus Bergsturzblockwerk.

Zu p. 209: Der Autor erkennt nicht die ausgedehnten postglazialen Bergsturzmassen südwestlich Muhr (Adambauer und Hiasler Alm) und im Altenbergtal.

Zu H. P. CORNELIUS und M. FURLANI-CORNELIUS 1932, p. 162: Richtiggestellt sei die Meinung der Autoren, daß „die Phyllite, welche den wesentlichen Bestandteil der Breccie bilden, am ganzen Gipfelbau des Weißecks nicht anstehen“. Mit dieser unzutreffenden Meinung wird ein tertiäres Relief konstruiert, das die Gehängebreccie erzeugt hätte. Tatsächlich steht aber der Phyllit am Gipfelplateau an und liefert subrezent die Gehängebreccie. Ein tertiäres Alter der Gehängebreccie ist somit eindeutig abzulehnen. Wahrscheinlich lag, wie so häufig im Sommer, der betreffende Bereich mit anstehendem Phyllit am Gipfelplateau beim Besuch der beiden Autoren unter Schnee.

H. FROSS-BÜSSING (1935) hatte, ohne die Gehängebreccie gesehen zu haben, sich bereits aus theoretischen geomorphologischen Erwägungen heraus gegen die Existenz von tertiärer Gehängebreccie am Gipfel des Weißecks ausgesprochen und auch sehr richtig das nicht tertiäre, sondern quartäre Alter der von obigen Autoren zum Vergleich herangezogenen Gehängebreccie am Kreuzjoch im Tuxer Tal erwähnt. Diese wurde zuletzt von W. FRISCH (1968, p. 331 bis 332) vortrefflich beschrieben und als pleistozän erkannt.

Die angeblich „tertiäre Gehängebreccie am Gipfelplateau des Weißecks (2709 m)“ hatte dann zu Schlußfolgerungen geführt bezüglich tertiärer Altflächen in den Hohen Tauern (H. P. CORNELIUS 1950, p. 164 bis 165; A. WINKLER-HERMADEN 1957, p. 602 bis 605). Da eine tertiäre Gehängebreccie am Gipfelplateau des Weißecks eindeutig nicht existiert, haben die Schlußfolgerungen ihre wichtigste Stütze verloren.

Zu Ch. EXNER 1939, p. 298: Die Ausdrücke „albitinjizierter Glimmerschiefer“ und „mit Feldspat injizierter Quarzit“ sind, da eine Injektion an den betreffenden Gesteinen nicht wahrnehmbar ist, durch die rein beschreibenden Bezeichnungen: Albitblastenschiefer, feldspatführender Quarzit und Phengit-Mikroklin-Gneis zu ersetzen.

Zu p. 299: Was ich damals als „Buntphyllit“ bezeichnete, entspricht den penninischen Grünphylliten.

Zu p. 300: Nach heutiger Kenntnis wird man die Grobkörnigkeit und den Pyritreichtum des Dolomitmarmors an der Grenze zum Serpentin beim Peitler (oberhalb St. Peter) auf kräftigeren Lösungsumsatz an der Gesteinsgrenze und nicht auf magmatische Kontaktmetamorphose zurückführen.

Zu Ch. EXNER 1940, p. 270: Das Marmorband im Steilhang nördlich Jagdhaus Pölla ist nicht „eine von Gneis rings eingeschlossene, also gänzlich isolierte Scholle“, sondern dürfte unter dem Bergsturz der Langen Wand mit der Silbereckserie im W im Zuge eines komplizierten Querfaltenbaues zusammenhängen. Nach E reicht es bis zum Schutt des Liesertales, unter den es eintaucht.

Zu p. 290: In den „Lagengneisen“ der Storzserie konnten ebenso wie im Mureckgneis nunmehr Falten im 100 m-, 10 m-, 1 m- bis 0.1 m-Bereich beobachtet werden.

Zu p. 294: Druckfehler. Statt „Oststeiermark“ soll es heißen Ostmark (damalige offizielle Bezeichnung für Österreich).

Zu Ch. EXNER 1942, p. 59, 63 und 94: Die Tatsache des Vorkommens von Albitblastenschiefer, feldspatführendem Quarzit und Gneis in einem Niveau der Schieferhülle, das tektonisch merklich höher liegt als die Basisserie, deutete ich damals bereits tektonisch. Ich sprach von der „Wandspitzschuppe“, die in der Falte der Wandspitze aus der Basisserie hervorgehen sollte und bis zum Schrovinkopf nach N reicht. Nunmehr hat sich eine noch viel weitere Ausdehnung dieser Serie ergeben, die ich nun im Anschlusse an R. STRAUBS (1924) „Schrovindecke“ als Schrovin-Einheit bezeichne, sodaß der Ausdruck „Wandspitzschuppe“ fallengelassen werden kann.

Zu p. 64: Zeilen 7 und 6 von unten: Die „albitinjizierten Glimmerschiefer (Wandspitzschuppe)“ sind an dieser Stelle Serizit-Chlorit-Albit-Schiefer, die eventuell tuffitische Lagen in den Bündnerschiefern darstellen.

Zu Ch. EXNER 1961 bis 1969. Mehrere Druckfehler in den Aufnahmsberichten sind auszubessern. Verhandlungen Jahrgang 1963, p. A 15: Soll heißen Gfrerer Karl statt „Gferer Karl“. — Verhandlungen Jahrgang 1966, p. A 23, Zeile 21 von unten: Soll heißen diaphthoritischem statt „diaphthorischem“. — Verhandlungen Jahrgang 1968, p. A 23, letzte Zeile: Soll heißen Verstellungen statt „Vorstellungen“. — Verhandlungen Jahrgang 1969, p. A 23, 6. Zeile von unten: Soll heißen Prabitschkopf-NE-Flanke statt „Prabitschkopf-NW-Flanke“; ebenda p. A 24, 18. Zeile von unten: Soll heißen 1920-Wall statt „1820-Wall“. Verhandlungen Jahrgang 1970, p. A 24, 15. Zeile von oben: Soll heißen Graphitquarzte statt „Graphitquarze“.

Zu W. FRANK 1969, p. 99: Der Autor meint, verallgemeinern zu dürfen, daß die N—S-Faltenachsen der Glocknerdepression im Übergangsbereich zu den mehr E—W orientierten Faltenachsen der Umgebung stets die älteren seien. Das ist nicht der Fall im Übergangsbereich zwischen den NW-Achsen der Sonnblick-Walz-Struktur und den N—S-Achsen der Glocknerdepression im Bereiche des Krumlkeeskopfes und der Zirknitzscharte. Siehe: Ch. EXNER 1964, p. 13 und Tafel 3.

Zu G. FRASL (Osthälfte des Panoramas) aus G. FRASL und W. FRANK 1969, p. 112 bis 113: Die Ausdrücke „Hohes und Niederes Modereck“ dürften dem Hinteren und Vorderen Modereck des Panoramas und der Österreichischen Karte 1 : 50.000 (Blatt 154) und 1 : 25.000 (Blatt 154/3) entsprechen. Das Panorama, welches beide Autoren so vorzüglich ausgeführt haben, zeigt nun doch im alten Aufnahmegebiete von Herrn Prof. FRASL eine Interpretation, welche ich kritisieren möchte. Es handelt sich um den recht gewaltigen, mehrere Meterzehner mächtigen und weit hinstreichenden und auf den

Kartreppen sehr schön aufgeschlossenen, sogenannten „Bündnerschiefergneis“ dieses Autors in der W- und SW-Flanke des Vorderen Moderecks. Auf dem Panorama (Osthälfte) ist er im Hintergrunde des Wustkogels, und zwar beiderseits des Wustkogel-Gipfels sehr deutlich eingezeichnet. Geländebegehung und Mikroskopie der gesammelten Gesteinsproben konnten mich wirklich nicht davon überzeugen, daß man hier „die ursprünglichen primärsedimentären Übergänge dieser Arkosegneise in Kalkglimmerschiefer sowie quarzitisches und phyllitisches Bündnerschiefer im zusammenhängenden Aufschluß erkennen kann“. Tatsächlich handelt es sich um gut abgrenzbaren Mikrokin-Augengranitgneis (Mikrokin-Albit-Quarz-Phengit-Gneis) und Albitporphyroblastenschiefer. Ich vermute, daß es sich um die walzenförmige, am Hauptkamm nicht anstehende, den Berg tunnelförmig durchspießende Fortsetzung der Gneislamelle Nr. 3 der Sonnblickgruppe handelt. Freilich wäre zur Beurteilung dieser Sachlage ein baldiges Erscheinen der geologischen Karte Prof. FRASLS sehr erwünscht.

Zu A. KIESLINGER 1964, p. 18: Da zur Zeit der Abfassung seines Buches ein alter Schräg-Steinbruch in anstehendem Serpentin des Lungaus noch nicht bekannt war, leitete der Autor „alle Serpentinarbeiten, die wir im Lungau finden, ... aus ... Eiszeitfindlingen“ ab. Mein Fund eines solchen Steinbruches (siehe Seite 82) verändert nun die Situation.

Zu L. KOBER 1922, p. 202: Es ist schade, daß die vom Autor genannten und benützten geologischen Einzeldarstellungen von F. BECKE und F. SEEMANN, die sich auf Teile der Hafnergruppe bezogen, niemals publiziert wurden und so der Nachwelt verloren gingen. Ich mußte im Gebiete des Schrovinkogels und seiner Fortsetzung (zwischen Zederhaus- und Murtal) praktisch neu anfangen.

Zu p. 230: Die Kalke am Schrovinkogel (zwischen Zederhaus- und Murtal) sind keine „gewissermaßen Ausstrahlungen der Angertalmarmore“ und auch keine Teile der „Radstädter Decken (Tektonogramm)“.

Zu H. MOHR 1912, p. 651 und 1913, p. 330, 331, 338, 339: Der Autor gab erstmals gegenständliche Vergleiche zwischen den albitreichen Schiefen des niederösterreichisch-steirischen Wechselgebietes und den damals durch BECKE und seine Mitarbeiter gesammelten und beschriebenen albitreichen Schiefen der östlichen Hohen Tauern. Er verglich Wechselgneis mit Albitporphyroblastenschiefer der Murtörlserie (vom Seebauern im Großarlal) und ferner Grünschiefer des Wechselgebietes mit Prasiniten der Oberen Tauernschieferhülle (am Mallnitzer Tauern, auf der Mauternitzscharte und in der Mallnitzschlucht). Nun läßt sich aber auf Grund der Neubearbeitung des Wechselgebietes (P. FAUPEL 1969, G. HUSKA 1970 und andere, noch unpublizierte Arbeiten aus dem Geologischen Institut der Universität Wien) und des Vergleiches mit den Gesteinen der Hohen Tauern die Analogie etwas anders und noch bedeutend gegenständlicher formulieren als dies H. MOHR möglich war. Es entsprechen nämlich bis in Einzelheiten und auch bezüglich der Genese der Wechselgneis (Albitgneis und Grünschiefer) der Kareckserie (Albitgneis und Prasinit) und ferner die Serie der Liegenden Wechselschiefer Teilbereichen der Murtörlserie.

Zu F. THALMANN 1963. Es handelt sich um eine vorzügliche und neue Bearbeitung eines großen Teilbereiches des oberen Mur- und Zederhaustales. Es ist ganz selbstverständlich und wird in ähnlich gelagerten Fällen immer so sein, daß der Nachfolgende in der Arbeit seines Vorgängers allerlei Details auffindet, die er glaubt, kritisieren zu müssen. Im folgenden führe ich Details an, die ich zur Diskussion stellen möchte:

Zu p. 130: Ich kann dem Autor nicht beistimmen, daß die Bildung richtiger Weißschiefer im Mureckgneis fehlt, da ich typische Weißschiefer (Quarz-Muskovit-Schiefer und Quarz-Phengit-Schiefer) als Gneisphyllonite im Mureckgneis häufig antraf.

Zu p. 132: Der Autor beobachtete im Granitgneis des Frischinghöhe-N-Grates Plag III mit verhältnismäßig hohen Anorthitgehalten zwischen 15 und 18% An. In drei von mir aufgesammelten und untersuchten Gesteinsproben dieses Granitgneiskörpers fand ich Plag III mit bloß 2 bis 4% An.

Zu p. 142: Der Autor nennt zwei kleine Dolomitlinsen (siehe auch seine geologische Karte, Tafel 7) östlich der Gröbnitzen auf den Nahendfeld Mähdern. Diese beiden Dolomitvorkommen sind erratische Blöcke.

Zu p. 146 bis 148, 162 und 172: Die Reicheschbreccie reiht der Autor ins Pennin und deutet sie als Liasbreccie, weil ihr Grünschiefer als Komponenten fehlen und sie mithin älter als der Grünschiefer-Magmatismus sei. Ich glaube, das ist ein zwar möglicher, aber nicht unbedingt verbindlicher Schluß. Ich möchte die Reicheschbreccie auf Grund ihres feldgeologischen Verbandes mit unterostalpinen Schollen eher ins Unterostalpin einreihen und mit der Schwarzzeckbreccie vergleichen.

Zu p. 158: „Das Fehlen jeglicher karbonatführender Gesteine als primär sedimentäre Einschaltung“ in der Murtörlserie möchte ich nicht unterschreiben, da in dieser Serie Kalkphyllite in bescheidenem Ausmaße auftreten. Sie sind mit den Schwarzphylliten durch Übergänge primär sedimentär verknüpft.

Zu p. 167: Hier ist ein Druckfehler unterlaufen. Ich nahm niemals an, daß das Sedimentbecken der Oberen Schieferhülle „südlich des unterostalpinen Geosynkinalraumes lag“, sondern natürlich nördlich davon.

Zu p. 170: Die grünen metamorphen Quarzitgerölle der Riedingspitze-N-Flanke in Seehöhe 1850 m, über der Hoisl Alm, könnten Erratica sein, da ich dort auch Erratica aus unterostalpinem Altkristallin-gneis fand.

Zu p. 174: Die „kleine Granitgneislinse . . . östlich der zerstörten Murhütte“ steht nicht an, sondern es handelt sich um Bergsturzblockwerk aus Mureckgneis. Ferner: Statt „Exner 1932“ sollte es richtig heißen: Exner 1939.

Zu p. 175: Auf Grund meiner Bearbeitung der Grünphyllite möchte ich schon meinen, daß in ihnen auch Quarzphyllit vorhanden ist. Ich kann deshalb dem Autor nicht beistimmen, wenn er meint, daß die „Quarzphyllit-Zone . . . im Raume der Riedingspitze und des Weißsecks . . . zwischen den penninen und unterostalpinen Serien“ fehle.

## I. Literaturverzeichnis

- ALLESCH, R. M.: Arsenik, seine Geschichte in Österreich. — Archiv für vaterländische Geschichte und Topographie, *54*, Klagenfurt 1959.
- ANGEL, F.: Notizen zur Morphologie des Antigorites. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, *67*, Graz 1930.
- ANGEL, F. & STABER, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. — Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, *13*, Innsbruck 1952.
- BECKE, F.: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., I, *117*, 1908.
- BECKE, F.: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., I, *118*, 1909 a.
- BECKE, F.: Glazialspuren in den östlichen Hohen Tauern. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, *3*, Berlin 1909 b.
- BECKE, F.: Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., *75*, IV, 1912.
- BECKE, F.: Ostrand des „Iepontinischen Tauernfensters“ und Zentralgneis (Exkursionsführer). — Geol. Rundschau, *3*, Leipzig 1912.
- BECKE, F.: Stoffwanderung bei der Metamorphose. — Tschermaks min. u. petrograph. Mitt., *36*, Wien 1923.
- BERAN, A.: Beiträge zur Verbreitung und Genesis phengitführender Gesteine in den Ostalpen. — Tschermaks min. u. petrograph. Mitt. (3. Folge), *13*, Wien 1969.
- CLAR, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., I, *146*, 1937.
- CLAR, E.: Geologische Aufnahmen 1956 in den Radstädter Tauern (Zederhaustal). — Verh. Geol. B. A., *1957*, Wien.
- CLAR, E.: Bericht 1957 der Arbeitsgruppe Geol. Institut der Universität Wien über Aufnahmen in den Radstädter Tauern und im Salzkammergut. — Verh. Geol. B. A., *1958*, Wien.
- CLIFF, R. A.: The Age of Tonalites in the South-east Tauernfenster, Austrian Alps. Rubidium/Strontium Whole Rock Ages on Some Associated Leucogranites. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., *1968*, Stuttgart.
- CORNELIUS, H. P.: Zum Betrag der jugendlichen Hebung der Alpen. — Mitt. Geogr. Ges., *92*, Wien 1950.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). — Abh. Zweigst. Wien, Reichsstelle Bodenf., *25*, 1939.
- CORNELIUS, H. P. & FURLANI-CORNELIUS, M.: Die Breccien auf dem Gipfel des Weißsecks in den Radstädter Tauern. — Verh. Geol. B. A., *1932*, Wien.
- DEL-NEGRO, W.: Salzburg, 2. Auflage. — Verh. Geol. B. A., Bundesländerserie, Wien 1970.
- DEMME, W.: Geologische Neuaufnahmen in den westlichen Radstädter Tauern (Kamm östlich des Kleinarltales). — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, 1961.
- DEMME, W.: Geologische Beschreibung des Reißbeckgebietes. — Führer der Reißbeck-Kreuzeck-Höhenbahnen-Ges. m. b. H., 2. Auflage, Klagenfurt 1968.
- EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. (I. Teil.) — Jahrb. Zweigst. Wien, Reichsstelle Bodenf., *89*, 1939.
- EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. (II. Teil.) Bewegungsbild der Silbereckmulde. — Mitt. Reichsstelle Bodenf. Zweigst. Wien, *1*, 1940.
- EXNER, Ch.: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil.) — Mitt. Geol. Ges. Wien, *35*, 1942.
- EXNER, Ch.: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. (Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, I. Teil.) — Tschermaks min. u. petrograph. Mitt. (3. Folge), *1*, Wien 1949.

- EXNER, Ch.: Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern. — Radex-Rundsch., Radenthein 1953.
- EXNER, Ch.: Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus (Exkursionsführer). — Carinthia II, 63, Klagenfurt 1953.
- EXNER, Ch.: Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. — Jb. Geol. B. A., 97, Wien 1954.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000 (Ausgabe 1956). — Geol. B. A., Wien 1957.
- EXNER, Ch.: Geologische Beobachtungen in den Jahren 1958 und 1959 in der Hochalm-Ankogel-Gruppe. — Verh. Geol. B. A., 1959 u. 1960, Wien.
- EXNER, Ch.: Aufnahmsberichte für die Jahre 1960 bis 1969 in der Hochalm-Ankogel-Gruppe bzw. auf Kartenblatt Muhr. — Verh. Geol. B. A., 1961 bis 1970, Wien.
- EXNER, Ch.: Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pennique des Hohe Tauern. — Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot. Société géologique de France, Paris 1963.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1:50.000. — Geol. B. A., Wien 1964.
- EXNER, Ch.: Tauern — Westalpen. — Ein Vergleich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58 (1965), 1966.
- EXNER, Ch., TOLLMANN, A. & FRASL G.: Exkursion H 9: Östliche und mittlere Hohe Tauern und die Radstädter Tauern. — Vervielfältigter Exkursionsführer, Geol. Ges. Wien, 1958.
- FAUPEL, P.: Geologische Studien an den kristallinen Schiefen des südlichen Wechselgebietes im Raume von Bruck a. d. Lafnitz, Steiermark. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1969, Wien.
- FRANK, W.: Geologie der Glocknergruppe. — Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 21, München 1969.
- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kaliefeldspaten einiger Porphyrg Granite, Porphyrg Granite und Augengneise Österreichs. — Jb. Geol. B. A., 97, Wien 1954.
- FRASL, G.: Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. — Joanneum, Min. Mitt., 1957, Graz.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B. A., 101, Wien 1958.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau. — Aufschluß, Sonderheft 15, Heidelberg 1966.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Bemerkungen zum zweiteiligen geologischen Panorama von der Edelweißspitze (Großglockner-Hochalpenstraße). — Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 21, München 1969.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. — Berg- u. Hüttenmännisches Jb., 83, Wien 1935.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Geologie der Kieslager des Großarltales. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., I, 145, 1936.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Goldlagerstätte Schellgaden. — Carinthia II, 143, Klagenfurt 1953.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. — Archiv Lagerstättenf. Ostalpen, 8, Leoben 1968.
- FRIEDRICH, O. M. & MATZ, K. B.: Der Stüblbau zu Schellgaden. — Berg- u. Hüttenmännische Mh., 87, Wien 1939.
- FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, Wien 1968.
- FROSS-BÜSSING, H.: Die Morphologie des nördlichen Lungau. — Geogr. Jb. aus Österreich, 18, Wien 1935.
- GEYER, G.: Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg). — Verh. Geol. R. A., 1892, Wien.
- GEYER, G.: Vorlage des Blattes „St. Michael“, Zone 17, Col. IX. — Verh. Geol. R. A., 1893, Wien.
- HUSKA, G.: Zur Geologie der Umgebung von Waldbach, südwestliches Wechselgebiet, Steiermark. — Verh. Geol. B. A., 1970, Wien.
- KIESLINGER, A.: Der Serpentin von der Judenbrücke (Mölltal, Kärnten) und seine Verwitterung. — Zbl. Min., Abt. A, 1937, Stuttgart.
- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. — Verlag „Das Bergland-Buch“, Salzburg/Stuttgart 1964.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 98, 1922.
- LAMBERT, R. St. J.: Absolute Altersbestimmungen an Gneisen aus dem Tauernfenster. — Verh. Geol. B. A., 1964, Wien.

- MEDWENTITSCH, W. & SCHLAGER, W., mit Beiträgen von EXNER, Ch.: Ostalpenübersichtsexkursion. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1964.
- MEIXNER, H.: Die Talklagerstätte Schellgaden im Lungau, Salzburg, sowie dort neu aufgefundener Molybdänlanz und Zirkon. — Zs. f. angew. Mineralogie, 1, Berlin 1938.
- MEIXNER, H.: Ein Besuch der Talklagerstätte Schellgaden im Lungau auf der Vorexkursion der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft am 22. August 1938. — Fortschr. Min., Krist. u. Petrographie, 23, Berlin 1939.
- MEIXNER, H.: Zur Landesmineralogie von Salzburg, 1878—1962. — „Die naturwissenschaftliche Erforschung des Landes Salzburg“, Salzburg 1964.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostspornes der Zentralalpen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 88, 1912.
- MOHR, H.: Geologie der Wechselbahn. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 82, 1913.
- MUTSCHLECHNER, G.: Über den Bergbau im Lungau. Eine geographisch-historische und geologisch-montanistische Einführung. — Mitt. Ges. Salz. Landeskunde, 107, Salzburg 1967.
- NAGL, H.: Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. — Geogr. Jb. aus Österreich, 31, Wien 1967.
- OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. St. J., BAADSGAARD, H. & SIMONS, J. G.: Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern window, the Eastern Alps. — Verh. Geol. B. A., 1966, Wien.
- PREY, S.: Aufnichtsbericht über das Blatt St. Michael (5151). — Verh. Geol. B. A., 1938, Wien.
- PREY, S.: Die Matriere Zone in der Sadniggruppe. Beitrag zu den Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe. — Geol. B. A., Wien 1964.
- SCHMIDT, W.: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 99, 1924.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. — Beiträge zur geolog. Karte Schweiz, N. F. 52, Bern 1924.
- STEIGER, E.: Zur Geologie des östlichen Tauernfensters. Das Gebiet westlich vom Katschberg. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, 1953.
- STUR, D.: Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. — Jb. Geol. R. A., 5, Wien 1854.
- SUESS, F. E.: Nachruf auf F. SEEMANN. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 3/4, 1914.
- TERMIER, P.: Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Alpenexkursion der Geologischen Vereinigung. — Geol. Rundschau, 4, Leipzig und Berlin 1913.
- THALMANN, F.: Geologische Neuaufnahme der Riedingspitze und des Weißsecks (Blatt Mosermann 156/1; südwestliche Radstädter Tauern). — Verh. Geol. B. A., 1962, Wien.
- THALMANN, F.: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle-Pennin). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 13, 1963.
- THIELE, O.: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). — Verh. Geol. B. A., 1960, Wien.
- THIELE, O.: Bericht 1960 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). — Verh. Geol. B. A., 1961, Wien.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermannlgruppe (Radstädter Tauern). — Jb. Geol. B. A., 101, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. — Geol. Rundschau, 52 (1962), Stuttgart 1963.
- TOLLMANN, A.: Exkursion I/4. Radstädter Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1964.
- TOLLMANN, A.: Aufnichtsbericht 1964 über den SW-Teil der Radstädter Tauern (Blatt 156 Muhr). — Verh. Geol. B. A., 1965, Wien.
- UHLIG, V.: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., I, 117, 1908.
- UHLIG, V.: Der Deckenbau in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 2, 1909.
- WIEBOLS, J.: Zur Tektonik des hinteren Großarl-Tales. — Jb. Geol. B. A., 93, Wien 1948.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. Grundsätzliche Erkenntnisse zur Frage junger Gebirgsbildung und Landformung. — Springer Verlag, Wien 1957.

# Abgedeckte geologische Übersichtskarte der HAFNERGRUPPE und ihrer Position in den östlichen Hohen Tauern

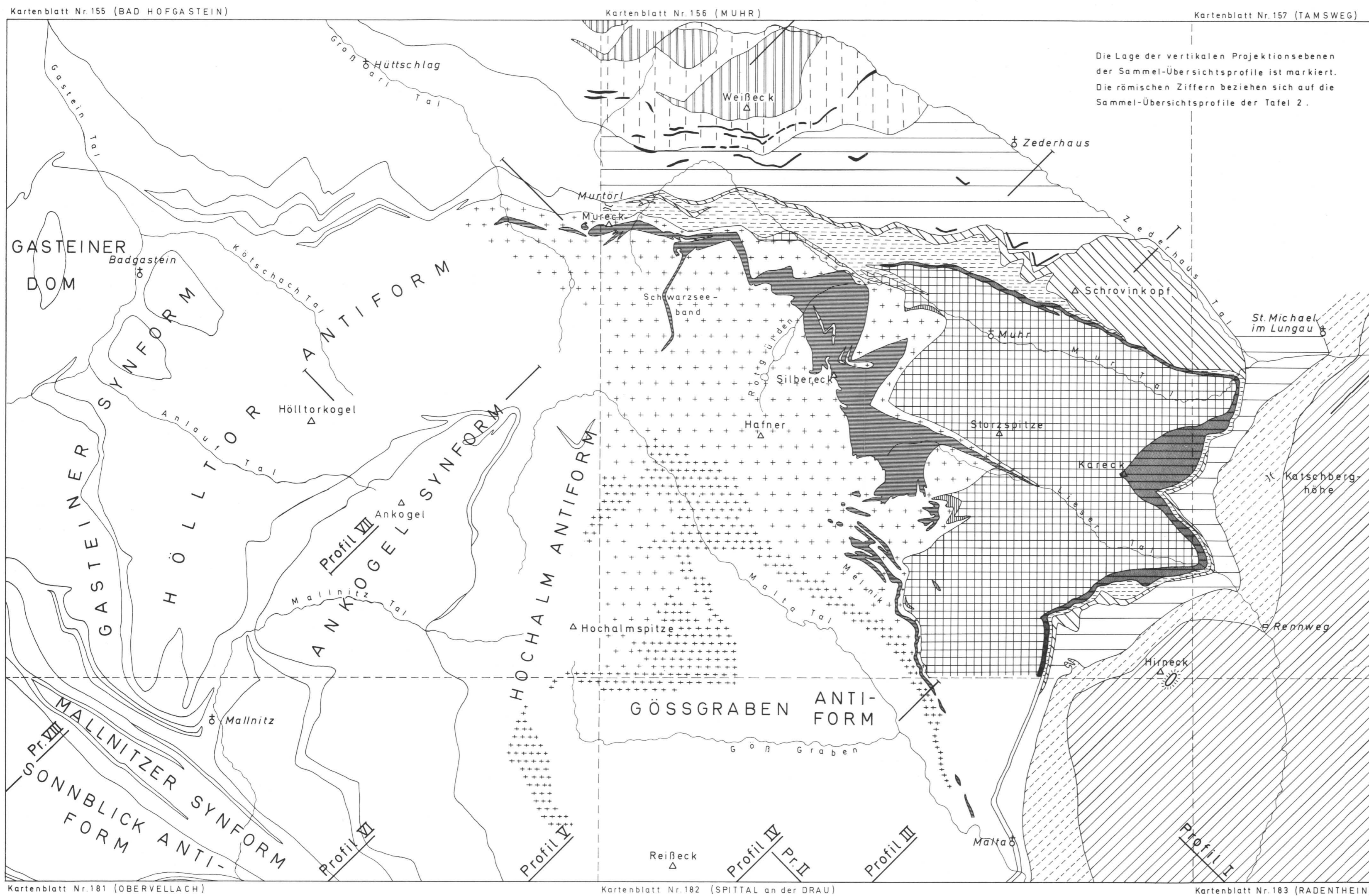
Ch. EXNER 1969



## Legende:

- DOLOMITKEIL DES HIRNECKS
- OBEROSTALPINES ALTKRISTALLIN D. NOCKGEBIETES
- KATSCHBERG-ZONE
- RADSTÄTTER TAUERN: UNTEROSTALPINE SCHOLLEN D. WEISSECKS, D. RIEDINGSPITZE UND DES WEISSGRUBENKOPFES
- NÖRDLICHE RAHMENZONE
- TRIAS-DOLOMITLINSENZÜGE IN DEN HÖHEREN LAGEN DES DECKENSYSTEMS DER OBEREN SCHIEFERHÜLLE U. IN D. NÖRDL. RAHMENZONE
- BÜNDNERSCHIEFER DES DECKENSYSTEMS DER OBEREN SCHIEFERHÜLLE
- SCHROVIN-EINHEIT
- MURTÖRL-SERIE
- SILBERECK-SERIE
- SCHIEFER ZWISCHEN MURECKGNEIS U. STORZSERIE SOWIE INNERHALB DER STORZSERIE
- KARECK-SERIE
- PARAGNEIS, AMPHIBOLIT UND MIGMATIT DER STORZSERIE
- TONALITGNEIS
- GRANITGNEIS, GRANOSYENITGNEIS UND MIGMATITE

Die Lage der vertikalen Projektionsebenen der Sammel-Übersichtsprofile ist markiert. Die römischen Ziffern beziehen sich auf die Sammel-Übersichtsprofile der Tafel 2.

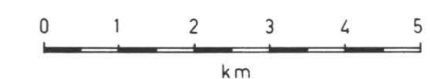




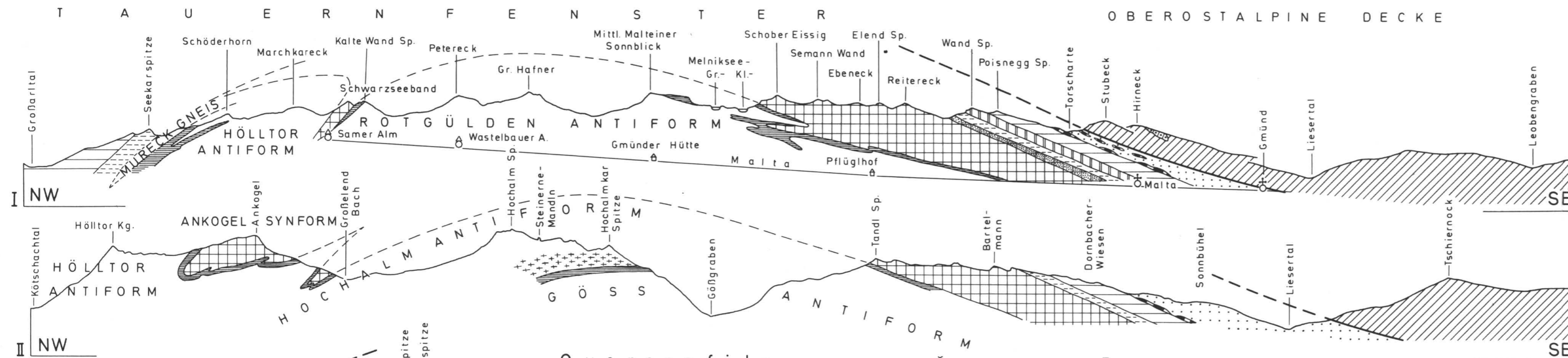
Tafel 2

# ÜBERSICHTSPROFILE durch die HAFNERGRUPPE und Umgebung

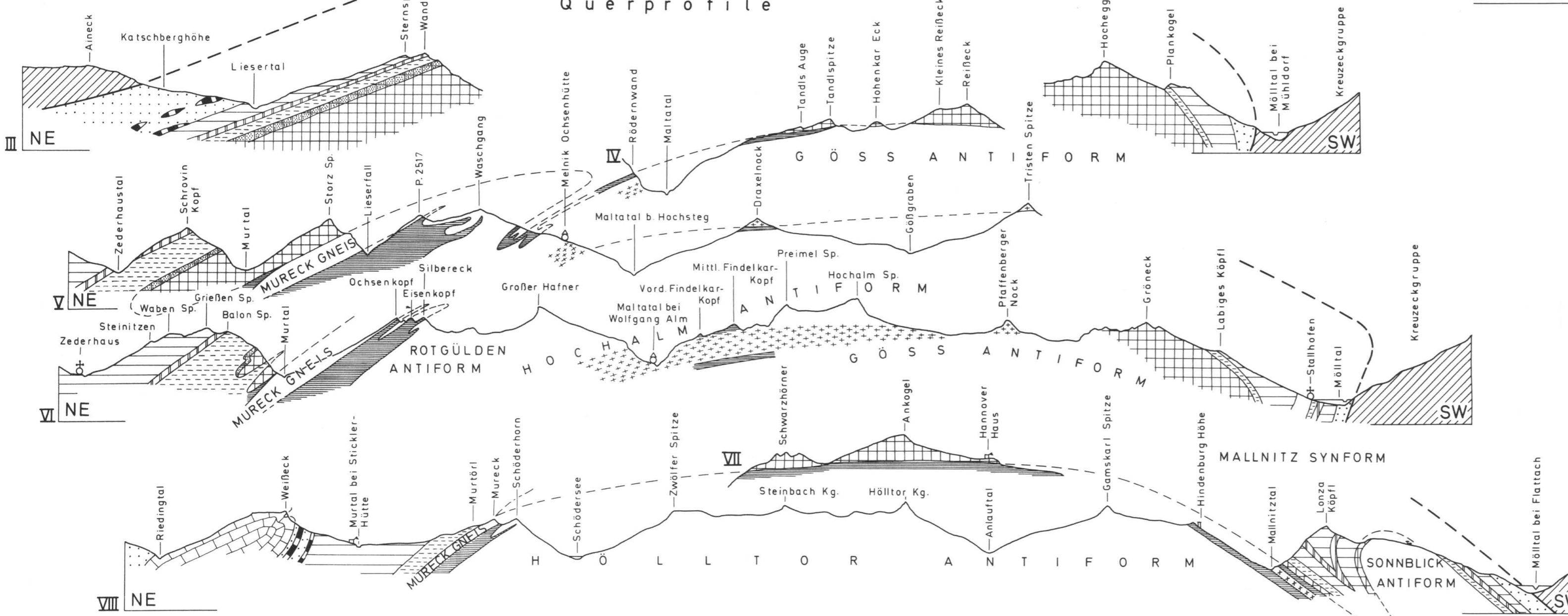
Ch. EXNER 1970



## Längsprofile



## Querprofile



- Dolomitteil des Hirnecks
- Oberostalpinen Altkristallin des Nockgebietes und der Reißbeckgruppe
- Trias des Weißbeks (Unterostalpin)
- Unterostalpinen "Trias"-Linsenzüge und Begleitgesteine
- Nördliche Rahmenzone, Katschbergzone und Matreier Zone
- Bündnerschiefer der peripheren Schieferhülle
- Schrovin-Einheit und Gneislamelle Nr. 4 der Sonnblickgruppe
- Murtölserie und basale periphere Schiefer des Möll- und Mallnitztals
- Silbereckserie und zentrale Schiefer des Hochalm-Ankogel-Massivs
- Kareckserie
- Altkristallin in den Hohen Tauern. Altes Dach des Zentralgranits und davon abgescherte Decken: Storzserie und Gneislamelle Nr. 1 der Sonnblickgruppe
- Tonalitgneis
- Granosyenitgneis
- Granitgneis und Migmatite

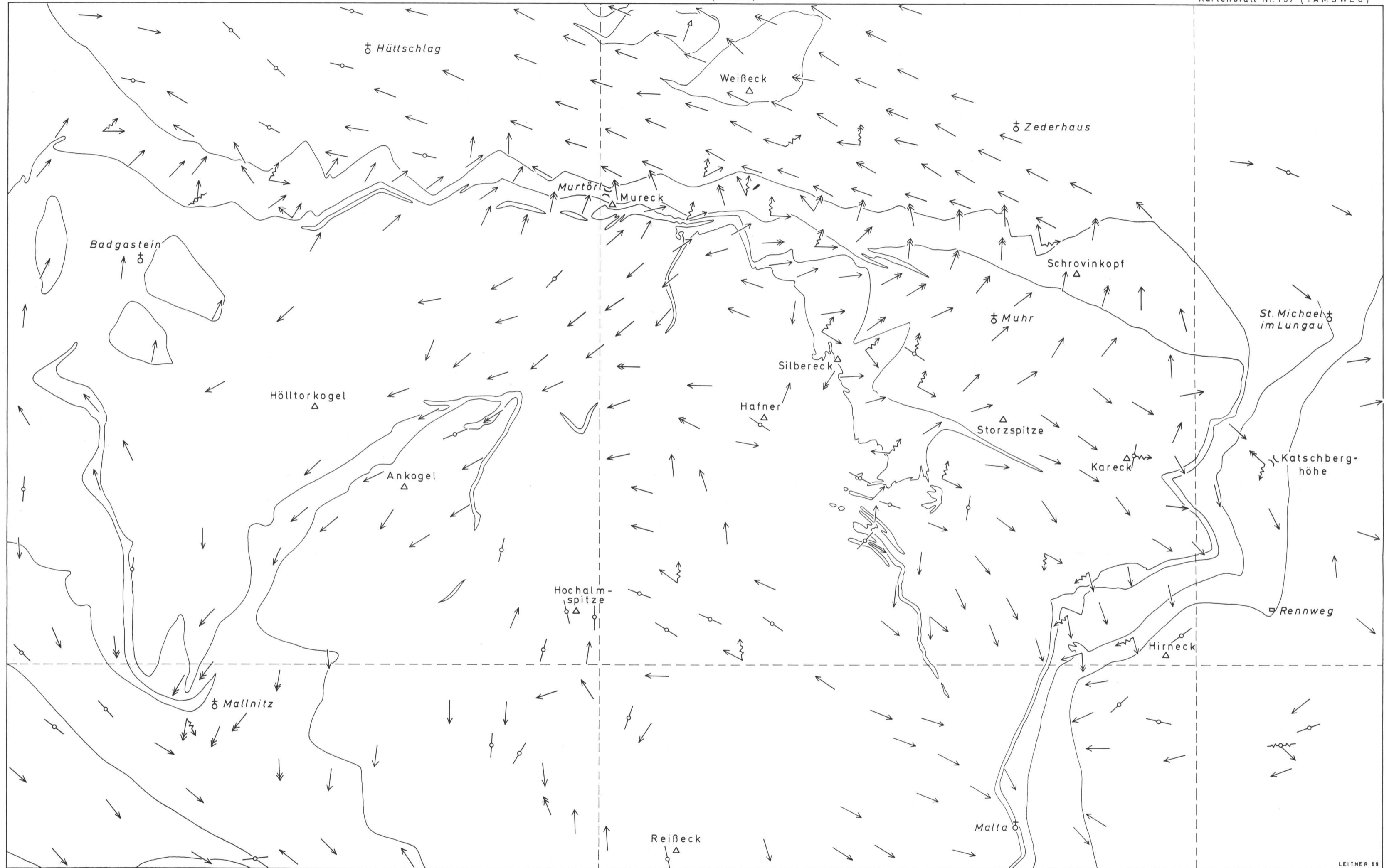
# STRUKTURKARTE der HAFNERGRUPPE

und angrenzender Teile d. östlichen Hohen Tauern u. ihres Rahmens  
Ch. EXNER 1969

Kartenblatt Nr. 155 (BAD HÖFGASTEIN)

Kartenblatt Nr. 156 (MUHR)

Kartenblatt Nr. 157 (TAMSWEIG)



Kartenblatt Nr. 181 (OBERVELLACH)

Kartenblatt Nr. 182 (SPITAL an der DRAU)

Kartenblatt Nr. 183 (RADENTHEIN)



Lineationen (meist ident mit der Hauptfaltenachse):

- horizontale Lage
- ← 6°-30° Neigung
- ↙ 31°-60° Neigung
- ↘ 61°-84° Neigung

↖ ↗ Prägung zweier Lineationen ohne erkennbaren Altersunterschied

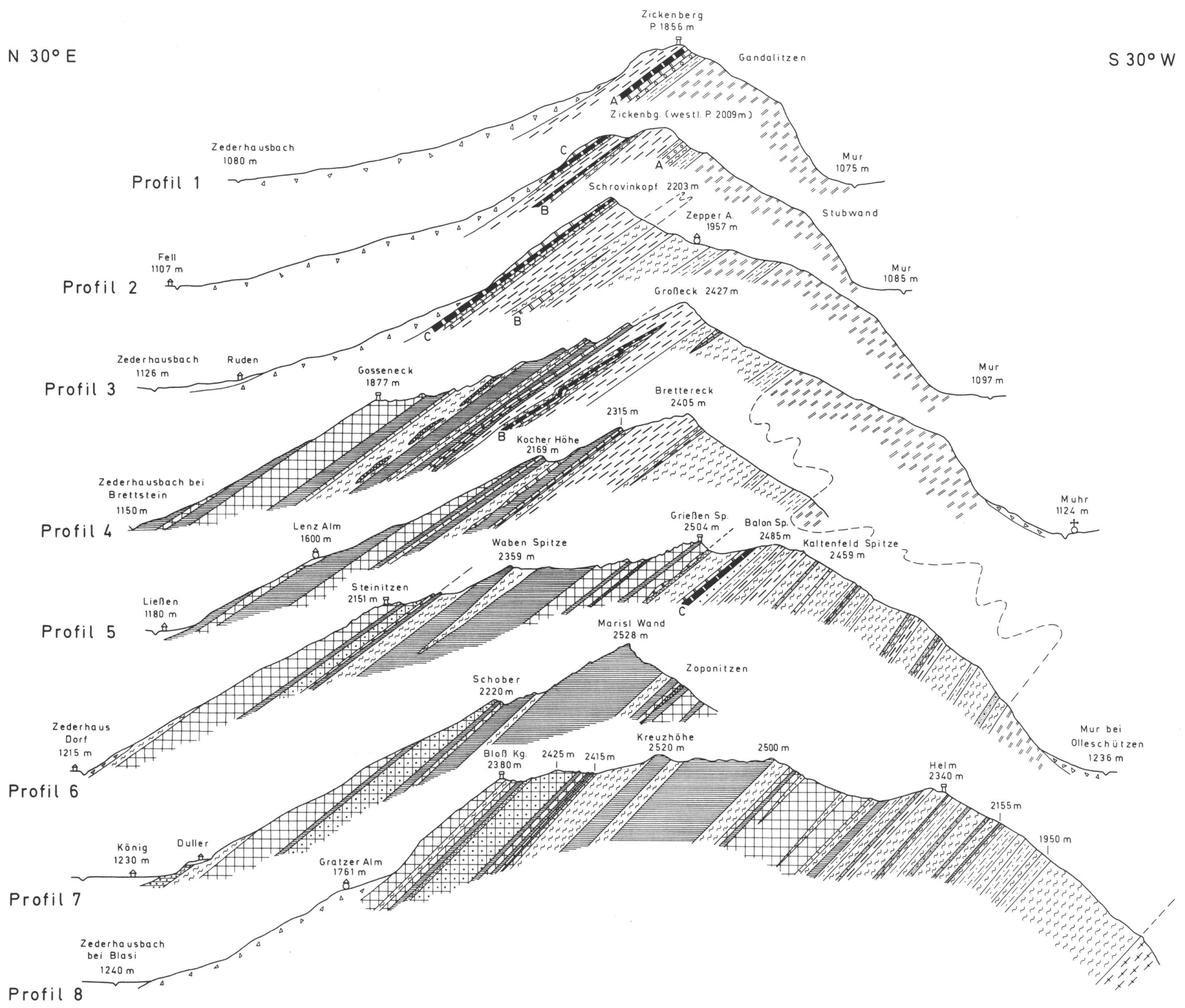
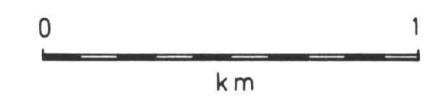
↖ ↗ Überprägung einer jüngeren auf eine ältere Lineation  
 ↖ jüngere Lineation (sekundäre Knitterung ohne zugehörige Elongation der Gesteinsgemengteile)  
 ↗ ältere Lineation (meist ident mit der Hauptfaltenachse und mit der Elongation der Gesteinsgemengteile, z.B. Glimmer, Hornblende, Quarz und Feldspate)

N 30° E

S 30° W

# PROFILE DURCH DIE PERIPHERE TAUERN-SCHIEFERHÜLLE ZWISCHEN MUR-UND ZEDERHAUSTAL ÖSTLICH VOM PLEISSNITZKOGEL

Ch. EXNER 1966

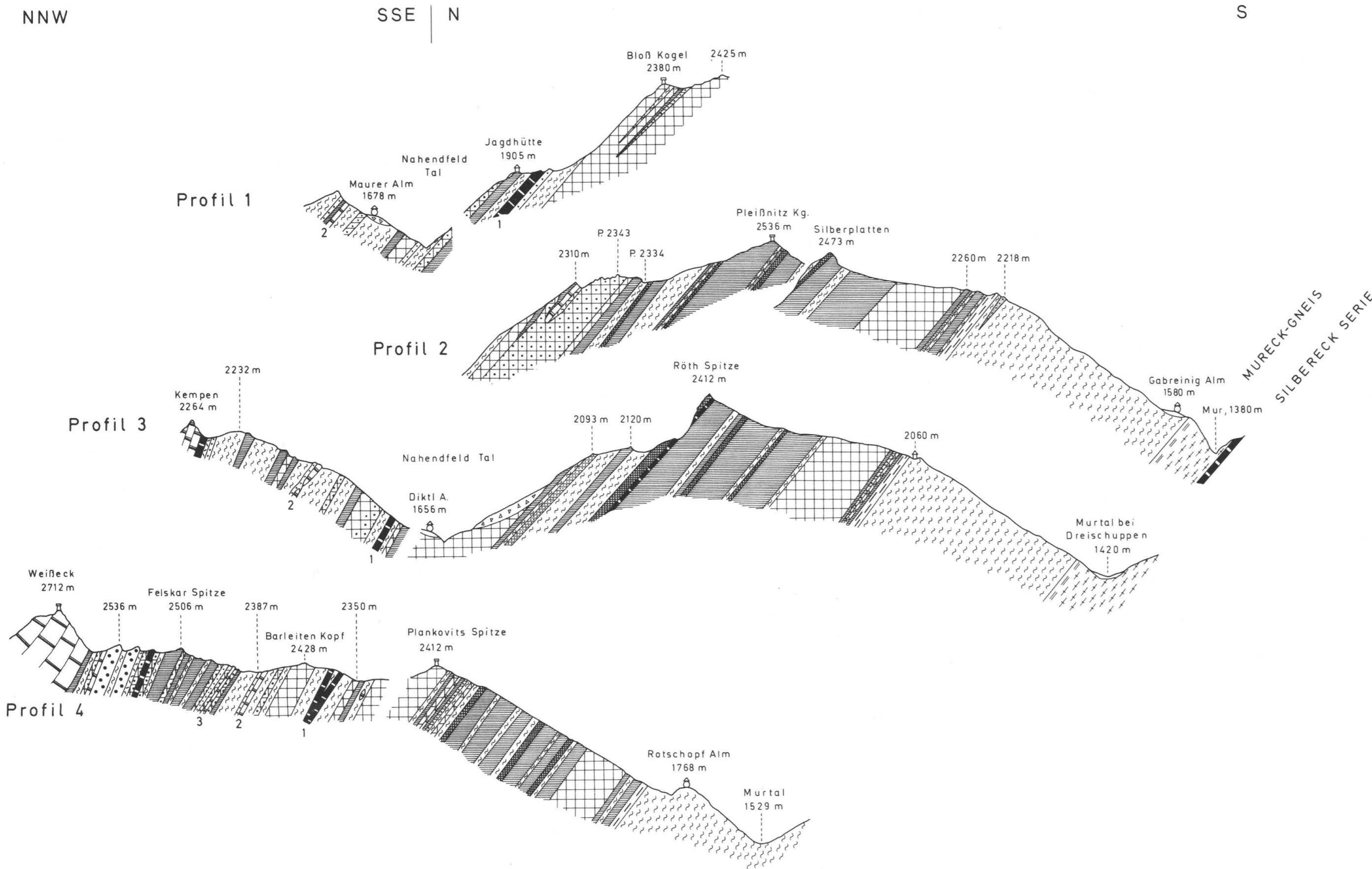


- Alluvium und Moräne
- Bergsturz
- Chlorit-Serizitphyllit (tuffitischer Grünschiefer, teilweise Quarzphyllit und Diaphthorit)
- Grünschiefer
- Serpentin und Serpentinbegleitgesteine (Talk-, Chlorit- und Aktinolithschiefer)
- Karbonatquarzit
- Kalkglimmerschiefer und Kalkpyllit
- Breccie (Dolomit- und Quarzitlinsen in Bindemittel von Kalkglimmerschiefer und Karbonatquarzit)
- Schwarzphyllit
- Raibler Schichten
- Dolomitmarmor und Dolomit
- Kalkmarmor
- Rauhwacke (metamorph)
- Quarzit mit Quarzgeröllen
- Quarzit
- Schrovingneis: Granitgneis, Albitgneis, Arkose-quarzit etc.
- Schwarzphyllit und Albitschiefer
- Chlorit-Serizit-Schiefer und Prasinit
- Graphitquarzit
- Paragneis, Amphibolit und Migmatit
- Granitgneis
- diaphthoritischer Quarzphyllit

Tafel 5

PROFILE DURCH DIE PERIPHERE TAUERN-SCHIEFERHÜLLE ZWISCHEN MUR-UND ZEDERHAUSTAL IM BEREICH DES NAHENDFELDTALES UND UMGEBUNG

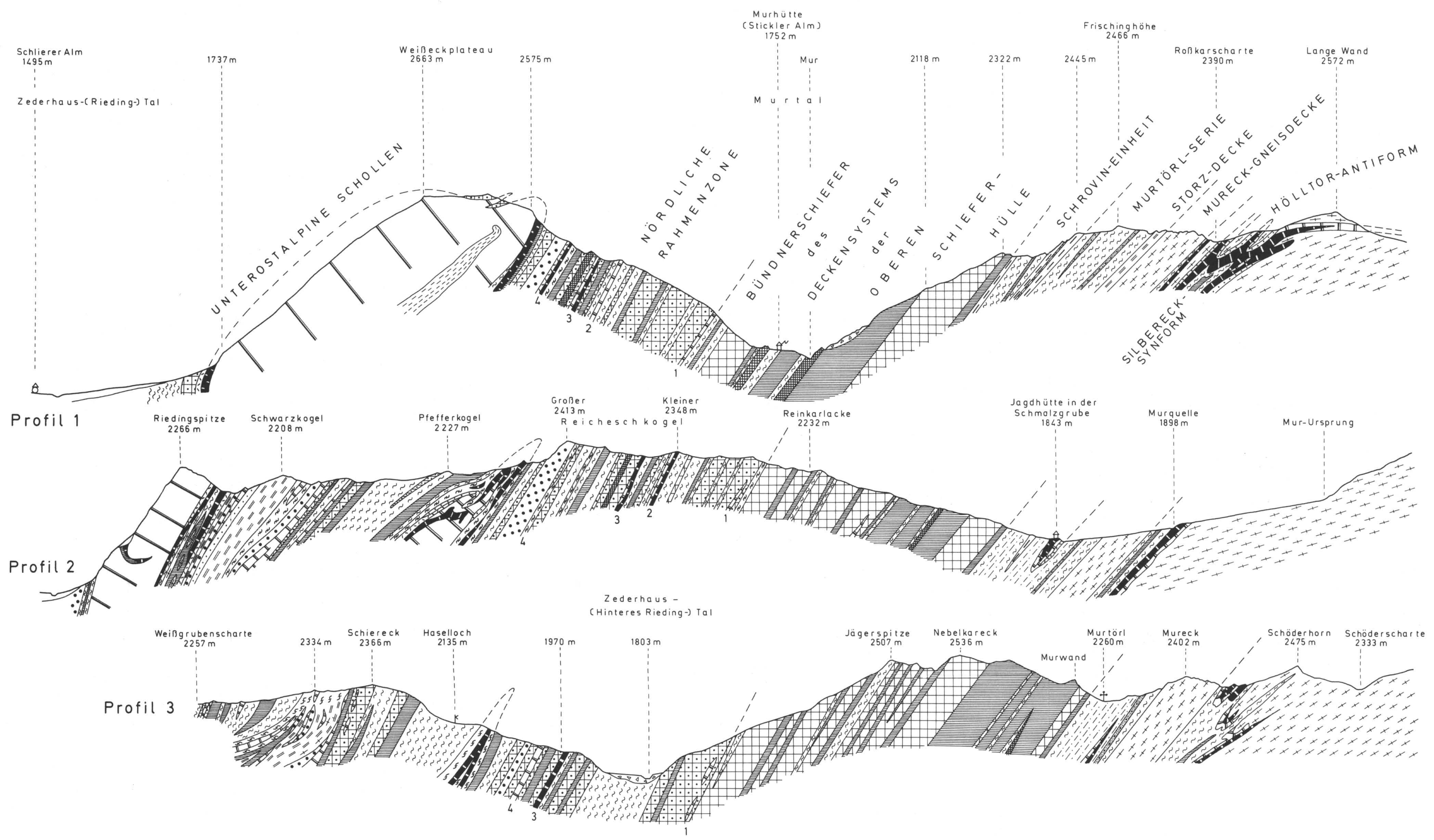
Ch. EXNER 1968



- Alluvium und Moräne
- Bergsturz
- Chlorit-Serizitphyllit (tuffitischer Grünschiefer, teilweise Quarzphyllit und Diaphthorit)
- Grünschiefer
- Serpentin und Serpentinbegleitgesteine (Talk-, Chlorit- und Aktinolithschiefer)
- Karbonatquarzit
- Kalkglimmerschiefer und Kalkpyllit
- Breccie (Dolomit- und Quarzitlinsen in Bindemittel von Kalkglimmerschiefer und Karbonatquarzit)
- Schwarzphyllit
- Raibler Schichten
- Dolomitmarmor und Dolomit
- Kalkmarmor
- Rauhwacke (metamorph)
- Quarzit mit Quarzgeröllen
- Quarzit
- Schrovingsgneis: Granitgneis, Albitgneis, Arkose-quarzit etc.
- Schwarzphyllit und Albitschiefer
- Chlorit-Serizit-Schiefer und Prasinit
- Graphitquarzit
- Paragneis, Amphibolit und Migmatit
- Granitgneis
- diaphthoritischer Quarzphyllit

Tafel 6  
**PROFILE DURCH DIE PERIPHERE TAUERN-SCHIEFERHÜLLE IM QUELLGEBIET VON MUR-UND ZEDERHAUSTAL**

Ch. EXNER 1970



- Alluvium und Moräne
- Bergsturz
- Chlorit-Serizitphyllit (tuffitischer Grünschiefer, teilweise Quarzphyllit und Diaphthorit)
- Grünschiefer
- Serpentin und Serpentinbegleitgesteine (Talk-, Chlorit- und Aktinolithschiefer)
- Karbonatquarzit
- Kalkglimmerschiefer und Kalkpyllit
- Breccie (Dolomit- und Quarzitlinsen in Bindemittel von Kalkglimmerschiefer und Karbonatquarzit)
- Schwarzphyllit
- Raibler Schichten
- Dolomitmarmor und Dolomit
- Kalkmarmor
- Rauhwacke (metamorph)
- Quarzit mit Quarzgeröllen
- Quarzit
- Schrovinegneis: Granitgneis, Albitgneis, Arkose-quarzit etc.
- Schwarzphyllit und Albitschiefer
- Chlorit-Serizit-Schiefer und Prasinit
- Graphitquarzit
- Paragneis, Amphibolit und Migmatit
- Granitgneis
- diaphthoritischer Quarzphyllit

N 10° E

S 10° W