

Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 125, Heft 1-2	S. 51-154	Wien, Dezember 1982
--------------------	----------------	--------------------	-----------	---------------------

Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern)

Von CHRISTOF EXNER*)

Mit 22 Abbildungen und 5 Tafeln (= Beilage 7)

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 156

Penninikum
Tauernfenster
Alpine Metamorphose
Hochalm-Ankogel-Mas-
siv
Silbereckserie
Tonalitgneis
Bergstürze

INHALT

Zusammenfassung	53
Summary	54
Résumé	54
1. Vorwort	54
2. Das Gneisgebiet des Hochalm-Ankogel-Massives unter der Silbereckserie	56
2.1. Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes	58
2.2. Granatglimmerschiefer der Draxelserie	60
2.2.1. Feldgeologische Notizen	63
2.2.2. Petrographie	64
2.3. Tonalitgneisdecke	65
2.3.1. Petrographie	67
2.3.1.1. Quarzdioritgneis	68
2.3.1.2. Tonalitgneis	69
2.3.1.3. Granodioritgneis	69
2.3.1.4. Tonalitgneis-Phyllonit	70
2.3.1.5. Pegmatit	71
2.3.2. Liegend- und Hangendgrenze der Tonalitgneisdecke	72
2.3.3. Strukturen der Gänge im Tonalitgneis	75
2.4. Granatglimmerschiefer und Migmatit der Findelserie	75
2.4.1. Feldgeologische und petrographische Notizen	76

*) Anschrift des Verfassers: Professor Dr. CHRISTOF EXNER, Institut für Geologie der Universität.
A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

2.5. Hochalm-Kern und Hochalm-Gneislamelle	78
2.5.1. Die W-Fortsetzung des Hochalm-Kernes	81
2.6. Hafner-Migmatitserie	82
2.6.1. Feldgeologische und petrographische Notizen: Migmatite	85
2.6.2. Granatglimmerschiefer	89
2.6.3. Mineralreiche Glimmerschiefer	91
2.7. Hölltor-Rotgülden-Kern	93
2.7.1. Leukokrater mittelkörniger metamorpher Plagioklasgranit	94
2.7.1.1. N-Bereich (Großarl-, Mur- und Moritzental)	94
2.7.1.2. S-Bereich (Maltatal)	96
2.7.2. Granitgneis und Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden	97
2.7.2.1. Granitgneis	97
2.7.2.2. Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden	97
2.7.2.2.1. Notizen zur Petrographie	98
2.7.2.3. Gneisphyllonit im Grenzbereich zur Silbereckserie	99
2.7.2.3.1. Weißschiefer mit Disthen, Chloritoid, Granat und Chlorit	99
2.7.2.3.2. Biotitschiefer	100
2.7.2.3.3. Phengit-Quarz-Schiefer	101
3. Die Silbereckserie	102
3.1. Gesteine und Schichtfolge	103
3.1.0.1. Geröllquarzit („Perm“)	103
3.1.0.2. Graphitquarzit („? Oberkarbon - Perm“)	103
3.1.0.3. Arkosequarzit und Quarzit (Typus: Lantschfeldquarzit). „Permo-Skyth“	103
3.1.0.4. Rauhwaacke („Trias“)	104
3.1.0.5. Dolomit und Dolomitmarmor („Trias“)	104
3.1.0.6. Kalkmarmor („Trias“)	105
3.1.0.7. Dolomitbreccie („Lias“)	107
3.1.0.8. Karbonatquarzit („Lias“ und „Dogger“)	108
3.1.0.9. Biotitführender Karbonatquarzit (? metamorpher Radiolarit) und Chänopoditschiefer (? Oberjura)	108
3.1.1.0. Kalkschiefer („Jura“)	109
3.1.1.1. Schwarzschiefer („Jura bis Unterkreide“)	110
3.1.1.2. Grünschiefer	111
3.2. Tektonik	112
3.2.1. Zwischen westlicher Blattgrenze und Mur Ursprung	112
3.2.2. Zwischen Mur Ursprung und Moritzental	113
3.2.3. Die Querfalte der Kalte Wand Spitze	115
3.2.4. Zwischen Moritzen- und Rotgüldental	116
3.2.5. Zwischen Rotgülden- und Altenbergtal	120
3.2.6. Zwischen Altenberg- und Liesertal (Torbach)	123
3.2.7. Zwischen Lieser- und Maltatal	125
3.2.7.1. Der deformierte Dom des Rotgülden-Kernes im Lieserkar und an der Ostflanke der drei Gipfel des Malteiner Sonnblicks	128
3.2.7.2. Die Wurzel der Mureck-Decke	130
3.2.7.3. Das geologische Profil des Lieserstollens	131
3.2.7.4. Falten im östlichen Melnikkar und Fortsetzung der Silbereckserie unter die Loibspitze	133
4. Junge Störungen	139
5. Quartär	140
5.1. Morphologie	140

5.2. Moränen	141
5.2.1. Murtal	141
5.2.2. Liesertal	141
5.2.3. Maltatal	142
5.3. Interglaziale Bergstürze	142
5.4. Spät- und postglaziale Bergstürze und Trümmergrate	143
5.4.1. Murtal	143
5.4.2. Liesertal	143
5.4.3. Maltatal nördlich des Maltaflusses	143
5.4.4. Maltatal südlich des Maltaflusses	144
5.5. Bergzerreißungs-Spalten in Vorbereitung künftiger Bergstürze	144
5.6. Hangparallele Plattenabsonderung	145
6. Reste ehemaligen Bergbaues	145
6.1. Vererzung in der Silbereckserie und im unmittelbar benachbarten Gneis	145
6.1.0.1. Murtal (Schmalzgrube)	146
6.1.0.2. Schrovinkar	146
6.1.0.3. Rotgüldental westlich des Rotgüldenbaches	146
6.1.0.4. Rotgüldental östlich des Rotgüldenbaches	146
6.1.0.5. Altenbergtal	147
6.1.0.6. Lanisch	147
6.1.0.7. Lieserker	148
6.1.0.8. Eben Lanisch	148
6.1.0.9. Melnikkar	148
6.1.1.0. „Moar Eisig Kar“	149
6.2. Vererzung im Gneis des Maltatales	149
6.2.1. Kölnbreinkar	149
6.2.2. Mar Alm	149
Literaturverzeichnis	149
Erläuterungen zu den Tafeln 1 bis 5	152

Zusammenfassung

Der Granitgneis der Hochalmspitze wird in seinem Ostteil von einer flachen, mehrere 100 m mächtigen Tonalitgneisdecke unterlagert. Diese liegt auf Granatglimmerschiefer, welcher die sedimentäre Hülle eines darunter befindlichen Orthogneises (Göb-Kern) darstellt. Das Alter dieses Deckenbaues ist unsicher und wird vom Verfasser als alpidisch gedeutet.

Zwischen dem Hochalm-Granitgneis und dem weiter nördlich befindlichen Granitgneisdom Hölltor-Rotgülden bilden die Migmatite des Großen Hafners eine fächerförmige Synklinale. Über dem N- und E-Teil des Granitgneisdomes Hölltor-Rotgülden lagert mit Transgressions-Diskordanz eine wahrscheinlich permo-mesozoische, karbonatreiche Schieferserie (Silbereckserie). Die Falten der Silbereckserie und die Überschiebung der parautochthonen Mureckdecke über die Silbereckserie haben dementsprechend wahrscheinlich alpidisches Alter.

Die Haupt-Faltenachsen streichen SE. Querfalten mit N-S streichenden Faltenachsen sind häufig. Mylonitische Störungszonen weisen nur geringe Verwerfungsbeträge auf. Interglaziale, spät- und postglaziale Bergstürze begleiten die kräftige Erosion. Die zahlreichen kleinen Gletscher weisen Moränenwälle aus der Zeit um das Jahr 1850 und um das Jahr 1920 auf.

Summary

The eastern part of the granite gneiss of Hochalmspitze is underlain by the nappe of tonalite gneiss which is some 100 m thick. This nappe is laying upon garnet micaschists which build the sedimentary cover of the underlying orthogneiss (Göss dome). The age of the genesis of this nappe tectonics is uncertain and is interpreted as Alpidic by the author.

The migmatites of Grosser Hafner form a fan-shaped syncline between the granite gneiss of Hochalmspitze in the south and the granite gneiss of Hölltor-Rotgülden dome in the north. The Silbereck Series, a formation rich in dolomite, metamorphic limestone and calcschists, is laying unconformably and transgressively upon the northern and eastern part of Hölltor-Rotgülden dome. The stratigraphic age of Silbereck Series is probably Permo-Mesozoic. Therefore the folds of Silbereck Series and the overthrusting of the parautochthoneous Mureck nappe upon the Silbereck Series belong probably to the Alpidic orogenesis.

The main fold axes are trending SE. But N-S trending cross folds are frequent. The amount of vertical displacement along high-angle faults is unimportant. The intense erosion is accompanied by landslides of Inter-, Late- and Post-Glacial age. Numerous little glaciers exhibit marginal moraines from the periods about the year 1850 and about the year 1920.

Résumé

Dans la région de la Hochalmspitze il y a une succession de nappes. L'unité la plus profonde est le gneiss ortho du dôme de Göss avec sa couverture de micaschistes à grenat. Au-dessus succède la nappe du gneiss tonalitique qui a une épaisseur de quelques 100 m. Au-dessus, s'étend la partie orientale du gneiss granitique de la Hochalm. L'âge de la genèse de cette tectonique en nappes n'est pas élucidé. L'auteur estime qu'il est Alpin.

Les migmatites du Grosser Hafner forment un synclinal en éventail entre le gneiss granitique de la Hochalm, au Sud et le gneiss granitique du dôme de Hölltor-Rotgülden, au Nord. La série de Silbereck est riche en dolomie, calcaire métamorphique et schistes calcaires. Elle est posée sur les parties N et E du dôme de Hölltor-Rotgülden, avec une discordance stratigraphique. L'âge stratigraphique de la série de Silbereck est probablement Permo-Mésozoïque. En conséquence, les plis de la série de Silbereck et le chevauchement de la nappe parautochthone de Mureck sur celle-ci, ont aussi un âge Alpin.

Les axes principales de plis ont la direction SE. Des plis transversaux avec des axes N-S sont fréquents. Les mouvements verticaux aux failles mylonitiques sont restreints. L'érosion intense est accompagnée par des glissements de terrain d'âge inter-, tardi- et post-glacial. Les nombreux petits glaciers montrent des moraines frontales des périodes autour de l'an 1850 et autour de l'an 1920.

1. Vorwort

Als zentrale Hafnergruppe wird hier der NE-Teil des Hochalm-Ankogel-Massivs mit dem Großen Hafner (3076 m), mit den Quellgebieten von Mur und Lieser und mit dem recht wilden und steilen mittleren Abschnitt des Maltatales zwischen Kölnbreinsperre und Schleierfall beschrieben.

Dieses Gebiet befindet sich im Bereich des Kartenblattes Muhr (156) der österreichischen Karte 1 : 50.000. Die geologische Neuaufnahme erfolgte durch den Verfasser in den Jahren 1960 bis 1980. Über die periphere Hafnergruppe wurde bereits berichtet (EXNER 1971 a).

Die vorliegende Abhandlung über die zentrale Hafnergruppe stellt die Fortsetzung dieses Werkes und zugleich den Abschluß der geologischen Neubearbeitung dar.

Inhaltlich behandelt die jetzt vorgelegte Beschreibung (1) eine feldgeologische und petrographische Gliederung des weiträumigen Gneisgebietes in Gneiskerne, Schieferzonen und Gneisdecken mit Berücksichtigung der technischen Großaufschlüsse des in den siebziger Jahren erbauten Malta-Kraftwerkes; (2) eine sehr detaillierte lithologische und tektonische Darstellung der wahrscheinlich mesozoischen („Permo-Trias“ und Bündnerschiefer) Schieferhülle des Hölltor-Rotgülden-Gneiskernes, also der sogenannten Silberreckserie („Silbereckscholle“, „Liesermulde“, „Silbereckmulde“, „Silbereck-Synform“). Dabei habe ich mit besonderem Eifer den W-Abschnitt (Silbereck bis Murtörl) neu im Maßstabe 1 : 10.000 geologisch kartiert, während der bereits vor dem II. Weltkriege von mir untersuchte E-Abschnitt (EXNER 1939, 1940) nur entsprechend wiederbearbeitet wurde, wobei der Lieserstollen des Malta-Kraftwerkes tektonische Überraschungen brachte; und (3) Angaben über alten Bergbau, Quartärgeologie, Geomorphologie und Aktuogeologie. Die Angaben beschränken sich auf die zentrale Hafnergruppe. Wiederholungen des bereits in der „Geologie der peripheren Hafnergruppe“ (1971 a) Dargestellten werden vermieden. Das Kapitel: „Geologische Übersicht der Hafnergruppe“ mit geologischer Übersichtskarte und mit Übersichtsprofilen möge dort (EXNER 1971 a, p. 6 bis 16, Tafel 1 bis 3) nachgelesen werden.

Die im Text genannten topographischen Bezeichnungen findet man auf der Österreichischen Karte 1 : 50.000 Blatt 156 Muhr (Ausgabe 1975) und teilweise auf der Österreichischen Karte 1 : 25.000 Blatt 156/1 Mosermannl (Ausgabe 1954). In Anführungszeichen gesetzte topographische Namen sind nicht in diesen, derzeit lieferbaren amtlichen Karten enthalten. Sie wurden den älteren österreichischen Kartenwerken, den Alpenvereinskarten oder sonstigen landesüblichen Traditionen entnommen.

Mein besonderer Dank gilt der Geologischen Bundesanstalt, in deren Auftrag ich die vor 45 Jahren mit jugendlichem Enthusiasmus begonnenen Studien in der Hafnergruppe, nunmehr als auswärtiger Mitarbeiter dieser Anstalt durch planmäßige geologische Kartierung und Petrographie zum Abschluß bringen konnte. Meiner Frau Gertha EXNER, die mich in den letzten 20 Jahren in der Hafnergruppe begleitete, gebührt herzlicher Dank für beständiges Fördern zäher geologischer Arbeit.

In den letzten Jahren während des Kraftwerkbaues Malta erfreute ich mich wertvoller Anregungen durch die Herren Prof. Dr. E. CLAR und Dr. W. DEMMER. Der Vorstand der Österreichischen Draukraftwerke A.G. gestattete den Zutritt zu den Baustellen. Führungen an den Baustellen danke ich Herrn Dr. W. DEMMER, Herrn Dr. H. HALBMAYER und Herrn Dr. K. L. LIEGLER. Herr Dr. F. H. UCIK stellte seine Sammlung von Gesteinsproben mit Dünnschliffen zur Verfügung. Die von mir im Jahre 1959 aufgefundene Transgressions-Diskordanz östlich des Unteren Rotgüldensees durfte ich im Laufe der Jahre im Gelände vorzeigen und diskutieren mit den Herren Kollegen J. RODGERS (1959), A. BIANCHI und Giamb. DAL PIAZ (1960), W. MEDWENITSCH (1963), A. TOLLMANN und W. FRISCH (1974). Die Jagdherren im Melnikkar und im Moritzental gewährten Gastfreundschaft in ihren Jagdhütten. Ihnen allen und den nicht namentlich angeführten Kollegen mein ergebenster Dank!

Der folgende Text hat hauptsächlich analytischen Charakter und beschränkt sich zumeist auf die Mitteilung von Beobachtungen im Gelände und am Mikroskop. Vielleicht wird in Zukunft noch einmal Gelegenheit sein, die Theorie (Stratigraphie ohne Fossilien,

Entzifferung der Polymetamorphose in Migmatiten, zeitliche Einordnung alpiner Querstrukturen, geologische Interpretation radiometrischer Daten, Plattentektonik usw.) weiterzutreiben und auf die diesbezüglichen Hypothesen im derzeitigen geologischen Schrifttum über die Hohen Tauern einzugehen.

2. Das Gneisgebiet des Hochalm-Ankogel-Massives unter der Silbereckserie

Dieses „Massiv“ der alten Geologen gliedert sich in Orthogneiskerne, die in nicht erschlossene Teufen fortsetzen (quasi-autochthon), trennende Migmatit-Schieferzonen und Gneisdecken. Eigentümlich ist diesem Massiv die verhältnismäßig flache Struktur der Gneiskerne (Dome), mancher sie bedeckenden sedimentogenen Schieferzonen und der diese überlagernden Gneisdecken. Der quasi-autochthone Hochalm-Gneiskern setzt nach E in einen deckenförmigen Körper fort (Hochalm-Gneislamelle), der von Granatglimmerschiefern, Tonalitgneisdecke und vom Gneisdom des Göß-Kernes unterlagert wird. Den letzten Beweis für diese Tatsache hat der Maltastollen (Abb. 3) erbracht.

Neben den herrschenden SE-streichenden Faltenachsen prägen auch um N-S streichende Faltenachsen das Bewegungsbild, so daß eine Darstellung der Gesamttektonik mittels Projektion auf nur eine Ebene (tektonische ac-Fläche) nicht möglich ist und nur jeweils für Teilbereiche angewendet werden kann. Diesem Prinzip folgen die der vorliegenden Arbeit beigegebenen geologischen Vertikalprofile.

Durch die Erkenntnis der triklinen Symmetrie des dreidimensionalen Bewegungsbildes der tektonischen Teilkörper des Hochalm-Ankogel-Massives stellt sich dessen Bauplan als etwas komplizierter dar als unser verewigter Lehrmeister Leopold KÖBER unter Annahme einer etwa E-W streichenden Faltenachse und Projektion der Strukturen auf N-S gezeichnete Parallelprofile (Ankogeldecke und zweigeteilte Hochalmdecke) vermutete. Im Grunde hat er jedoch Recht gehabt und war seinen Zeitgenossen weit vorangeeilt, indem er dieses anscheinend sperrige Massiv in während der Gebirgsbildung hochmobile Teilkörper und Decken aufzulösen versuchte.

Wir unterscheiden heute im Bereich des östlichen Hochalm-Ankogel-Massivs von außen nach innen:

- Matrei-Katschberg-Tauernnordrahmen-Zone
- Deckensystem der Oberen Schieferhülle
 - Periphere Schieferhülle („permo-mesozoisch“)
 - Grundgebirgsreste (Storz- und Kareckserie)
- Quasi-Autochthon und Parautochthone Decken
 - Mureck-Gneisdecke
 - Silbereckserie („permo-mesozoisch“)
 - Hölltor-Rotgülden-Gneiskern
 - Hafner-Migmatitserie
 - Hochalm-Gneiskern und Hochalm-Gneislamelle
 - Granatglimmerschiefer und Migmatit der Findelserie
 - Tonalitgneisdecke
 - Granatglimmerschiefer der Draxelserie

Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes Göß-Gneiskern.

Die wesentliche geologische Interpretation besteht darin, daß die großen Orthogneiskerne (Hölltor-Rotgülden, Hochalm, Göß und Rauriser Sonnblick) nicht übereinander, sondern nebeneinander liegen und ursprünglich wahrscheinlich einem mehr oder weniger zusammenhängenden variszischen (karbonen) Batholithen angehörten.

Dieser besaß eine basische Randfazies und ein Migmatitdach. Darüber transgredierte marine Sedimente. Im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung wurden Späne des Granits (z. B. Mureck-Gneisdecke), Späne der basischen Randfazies (z. B. Tonalitgneisdecke) und Späne des Migmatitdaches (z. B. teilweise die Hafner-Migmatitserie) abgeschert, tangential transportiert und zu Decken umgeformt. Gleichzeitig wurden die marinen Transgressions-sedimente gefaltet und als Deckenscheider zwischen die Gneisdecken eingezwängt, teilweise aus ihrem Zusammenhang gelöst, lokal abgeschert und an anderen Stellen mächtig angeschoppt.

Für die Sedimente der Silbereckserie kann permo-mesozoisches Alter per analogiam zu fossilführenden Serien mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden. Für die eintönigen Granatglimmerschiefer mit Graphitquarzitlagen der übrigen Sedimentserien (Findel- und Draxelserie) ist das stratigraphische Alter ungewiß. Es gibt hier zwei Interpretationsmöglichkeiten:

(1) Jungpaläozoisches Sedimentationsalter (Oberkarbon bis Perm). Die Sedimente sind eindeutig jünger als der Granitbatholith. Sie transgredieren über sein altes Dach. Jedoch wurden sie noch von späten magmatischen Nachschüben (Aplitintrusionen) erreicht.

(2) Jungpaläozoisches und mesozoisches Sedimentationsalter. In den Granatglimmerschiefern verbergen sich auch Bündnerschiefer (Jura bis Kreide). Lithologisch gleichen die kalkfreien Bündnerschiefer der südöstlichen Silbereckserie den Granatglimmerschiefern der Findel- und Draxelserie. Die Aplitintrusionen in diesen haben zumindest teilweise alpidisches Alter.

Das Problem ist ungelöst. Ich nenne es „das Problem der stratigraphischen Zuordnung der zentralen Schieferhülle“. Als zentrale Schieferhülle bezeichne ich Glimmerschiefer-serien im zentralen Teil der östlichen Hohen Tauern wie Findel- und Draxelserie und ihre Analoga im Gasteinergebiet (z. B. Seebach- und Woiskenschiefer).

Das Problem enthält auch eine petrologische Komponente. Entscheidet man sich nämlich für die Interpretation (2), so kommt man nicht umhin, aplitische Stoffmobilisation auch während der alpidischen Orogenese im metamorphen Starkwirkungsbereich der zentralen Hochalm-Ankogelgruppe für möglich zu erachten. Ich muß gestehen, daß ich selbst der Interpretation (2) zuneige.

Über das Quasi-Autochthon und die Parautochthonen Decken wurde aus einem weiter im S befindlichen Raum (südpenninischer Trog, Fortsetzung des Piemontese-Troges der Westalpen) das Deckensystem der Oberen Schieferhülle mit N-Vergenz aufgeschoben. Darüber wurde das komplizierte tektonische Schuppenpaket der Matrei-Katschberg-Tauernnordrahmenzone tangential nach N transportiert. Darüber folgen die Ostalpinen Decken.

Der folgende Text bringt die Beschreibung der tektonischen Teile der zentralen Hafnergruppe von S (innen) nach N (außen). Dabei sei darauf hingewiesen, daß sich der Göß-Kern südlich und westlich von Kartenblatt Muhr befindet. Wir haben ihm und seinen Randzonen unlängst eine eigene Monographie gewidmet (EXNER 1980). Ohne die dort

gebrachten Darlegungen zu wiederholen, wollen wir sogleich mit der Detailbeschreibung jenes Teiles seiner Randserien, der sich auf Kartenblatt Muhr befindet, beginnen.

2.1. Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes

Die prachtvollen Bändergneise an den Straßenanschnitten der neuen Maltastraße von der Maut bei der Unteren Faller Alm zur Gmünder Hütte und bis zu den Kehrentunnels ober dem Klammfall sind das erste faszinierende petrologische Großphänomen, das den staunenden Geologen beim südlichen Eintritt in unsere Gebirgsgruppe empfängt.

Tektonisch bilden sie die nördliche Fortsetzung der Bändergneise und Amphibolite des Reißbecks, also der Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes (EXNER 1980, p. 356-359). Auf Blatt Muhr streichen sie aus dem Gößtal (südlich von Hochalmscharte und Schmiednock) östlich um den Draxelnock herum in das Maltatal. Hier folgen sie einer sekundären WNW streichenden Aufwölbung (Maltatal-Antiklinale). Erst bei der Unteren



Abb. 1: Gefalteter biotitreicher Bändergneis mit Aplitlagen in Felswand senkrecht zur Faltenachse, die N 75 E / horizontal streicht. Die dünnen Aplitlagen zeigen mehr Kleinfalten als die dicken (Regel der Stauchfaltengröße nach SANDER). Aus Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes, SH. 1380 m an der ehemaligen Maltatalstraße an der Steilstufe nördlich Klammfall.

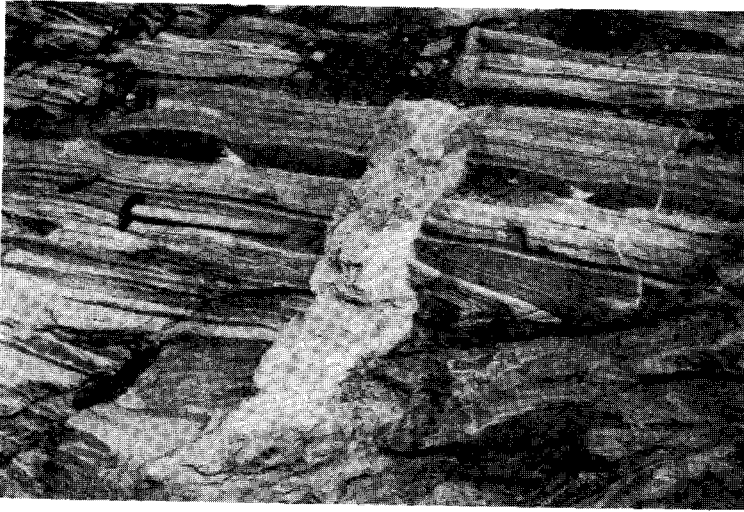


Abb. 2: Bändermigmatit mit teilweise boudiniertem Amphibolit-Paläosom und mit Aplitgneis-Neosom. Diskordanter Pegmatitgang. SH. 1140 m im Felsbett des Melnikbaches im Reutner Graben. Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes. Länge des Hammerstieles beträgt 45 cm.

Aichholzer Alm tauchen sie taleinwärts unter die höheren tektonischen Elemente (Draxelserie und Tonalitgneisdecke) unter. Die Maltatal-Antiklinale ist durch WNW streichende Faltenachsen gekennzeichnet. Sie liegen im Bereich südöstlich der Gmünder Hütte horizontal und neigen sich taleinwärts nach WNW und talauswärts nach ESE. Somit bilden die Bändergneise ein Halbfenster längs des Maltatales am S-Rand von Blatt Muhr.

Die tautozonar um die genannte WNW streichende Faltenachse rotierenden s-Flächen der Bändergneise fallen nach N. Sie stehen aber auch vertikal und aberrant S-fallend. Das Maltatal hat hier den Charakter eines Antiklinaltales.

Durch die sekundäre Aufwölbung und Walztektonik im Maltatal kommt es zu einer tektonischen Anschoppung der Bändergneise bis 700 m Mächtigkeit (im Melnik- und Merztal). Die primäre Mächtigkeit dürfte nur wenige 100 m betragen (Gößtal, Reißbeck).

Es handelt sich hauptsächlich um migmatische Bändergneise (Abb. 1 und 2) mit Faltenamplituden von cm bis 10 m, rotierend um die Faltenachse der Malta-Walze und des Gößtales. Eingeschaltet sind Boudins von Amphibolit und kleine quarzdioritische, granodioritische, granitische und aplitgranitische Gneiskörper. Schollen-, Ader- und Nebelmigmatite (Nebulite) kommen ebenfalls vor. Teils mitgefaltete, teils quer durchschlagende Aplite und Pegmatite sind häufig.

Selten beobachtet man polyachsiale Faltenüberprägung wie z. B. am Touristensteig (alte, in den Fels gehauene Straße) 20 m nördlich des Blauen Tumpfes mit den sich überkreuzenden Faltenachsen, die N 80 E und N 25–35 E streichen.

Die Petrographie entspricht derjenigen in der südöstlichen Fortsetzung dieser Migmatitserie im Gößtal und in der Reißbeckgruppe (EXNER 1980, p. 356–357). Auch im Maltatal bestehen die Bändergneise vorwiegend aus Biotit-Oligoklas-Quarz-Gneisen ohne Knaf und

mit verhältnismäßig wenigen und kleinen Hellglimmern. Die Kristallisation der Gemengteile überdauerte zumeist die Gesteinsdeformation.

Mikroskopisch untersucht wurden 2 Proben vom Felsen über dem Kehrentunnel der Maltastraße beim Klammfall. Dort handelt es sich um Biotit-Hellglimmer-Oligoklas-Quarz-Bändergneis. Der Oligoklas zeigt 19 % An (Messung von 3 Körnern annähernd senkrecht X), Plag III, II, I, Fülle A, B und ungefüllt. Stellenweise inverser Zonenbau und aggressive Quarzgewächse. Epidot-Aggregate erweisen sich hier als Pseudomorphosen mit wohl erhaltenen Formrelikten nach Granat. Der Kern der Pseudomorphosen besteht aus Chlorit und die Hülle aus Epidot. Nicht umgewandelter Granat gleicher Form und Größe blieb als Einschluß im Oligoklas erhalten (gepanzertes Relikt). Ferner: Chlorit, Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon und Opazit.

In Hornblende-führendem Biotit-Oligoklas-Quarz-Bändergneis, SH. 1170 m am Güterweg südwestlich Hochsteg zur Oberen Faller Alm fehlen Knaf und Hellglimmer. Der Oligoklas ist in Form großer Plag III – Rundlinge mit Fülle D oder ungefüllt und mit aggressiven Quarzgewächsen entwickelt. Er zeigt normalen Zonenbau mit Kern 29% und Hülle 22% An (Messung annähernd senkrecht X).

In den obersten Partien der Bändergneise, nahe der zentralen Schieferhülle, treten Biotit-Oligoklas-Quarz-Schiefer auf. Eine solche Lage im Bändergneis, 30 m südöstlich der Oberen Aichholzer Alm, besitzt Plag II- und I-Rundlinge mit ebenfalls normalem Zonenbau: Kern 31%, Hülle 25% An. Fülle C und B und ungefüllt. Wiederum fehlt Knaf. Accessoria: Der Hellglimmer ist auf winzige Flitter im Oligoklas beschränkt. Ferner: Granat, Epidot, Apatit, Titanit und Zirkon.

Das mehrere cm dicke, farblose Neosom eines Biotit-Oligoklas-Quarz-Bändergneises am Melnik-Güterweg, nnö. der Unteren Veidlbauer Alm enthält in geringen Mengen Knaf und Myrmekit. Ferner: Orthit mit Epidotsaum, Epidot, Chlorit, Titanit, Apatit und Opazit. Der Hellglimmer ist auf die Oligoklas-Fülle beschränkt. Der Oligoklas zeigt inversen Zonenbau, Plag III, II, I und Füllungstyp C und B.

Bis 20 cm dicke Aplite (z. B. in SH. 1345 m am Güterweg vom Gmünderhütten Steg zur Annemann Alm) und 80 cm dicke Pegmatite (z. B. felsiges Bachbett im Reutner Graben) setzen stellenweise als messerscharf begrenzte Gänge quer durch den Faltenbau der Bändergneise durch. Sie sind sicher jünger als dieser Faltenbau. Die Pegmatite führen 8 cm großen Knaf und bis zu 5 cm lange Biotitleisten (z. B. in SH. 1140 m am Güterweg südwestlich Hochsteg zur Oberen Faller Alm).

2.2. Granatglimmerschiefer der Draxelserie

Über der Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes liegen örtlich Granatglimmerschiefer, die ich nach ihrem Vorkommen am Draxelnock als Draxelserie bezeichne. Sie enthalten Bänke von Graphitquarzit. Die Granatglimmerschiefer zeigen stellenweise aplitische Intrusionen und Migmatite, jedoch in beschränkterem Ausmaß als die Gesteine des Alten Daches. Deshalb möchte ich das Edukt der Draxelserie als Tone und Sande interpretieren, die erst nach der Intrusion des Göß-Plutons abgelagert wurden. Die lokalen Aplitintrusionen und Migmatite in der Draxelserie dürften späteren Stoffmobilisationen entsprechen (spätvariszisch oder alpidisch). Das sedimentäre Alter des Eduktes der Draxelserie möchte ich als jungpaläozoisch oder jünger (? Bündnerschiefer) einstufen. Dabei handelt es sich um das ungelöste Problem der zentralen Schieferhülle (Fehlen von „Trias“ und Kalkschiefern).

Figur 1

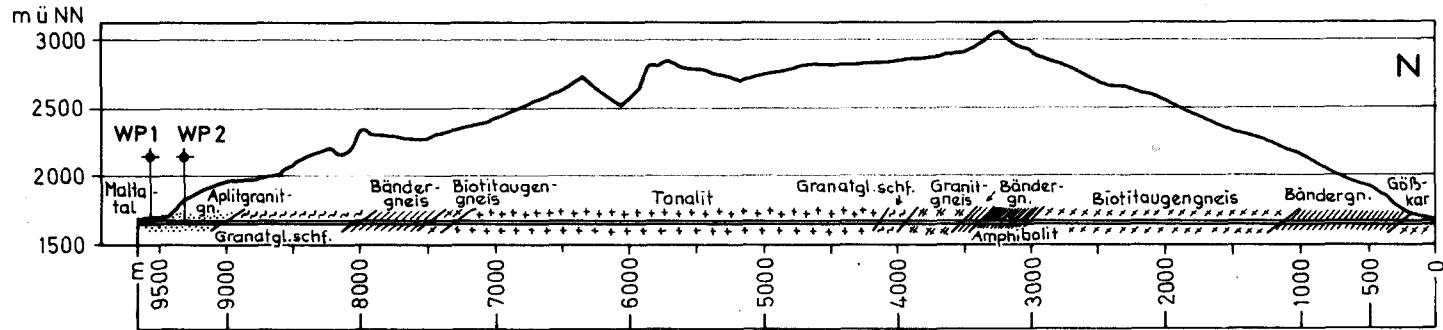
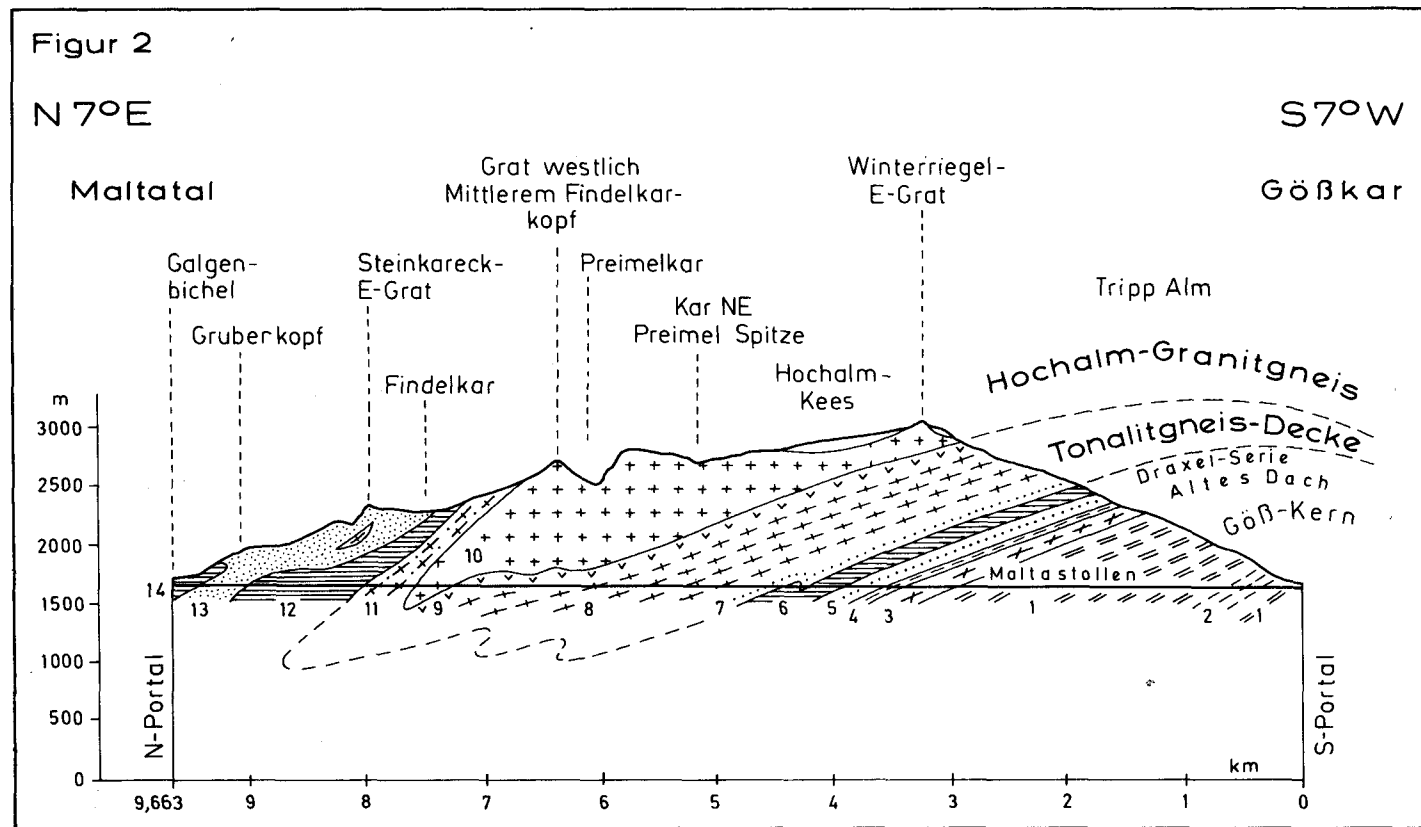


Abb. 3: Profil des Maltastollens unter dem E-Teil des Gebirgsstockes der Hochalm Spitze.

Fig. 1: Vereinfachtes geologisches Profil im Stollen auf Grund der Detailaufnahme durch W. DEMMER. Unveränderte Wiedergabe der Publikation von W. DEMMER (1971) ohne seine stollenbautechnischen Eintragungen, welche den eigentlichen Hauptgegenstand seiner Publikation bildeten.

Fig. 2: Geologische Interpretation von Ch. EXNER auf Grund gemeinsamer Befahrung des Stollens unter Führung von Herrn Dr. W. DEMMER, petrographischer Bearbeitung der damals im Stollen geschlagenen Gesteinsproben und geologischer Kartierung der Oberfläche des Gebirges. Nur der S-Teil des Profiles liefert das charakteristische Bewegungsbild annähernd senkrecht zur Faltenachse (tektonische ac-Fläche). Der N-Teil des Profiles ist ein schleifender Schnitt im spitzen Winkel oder annähernd parallel zur Faltenachse (tektonische bc-Fläche).

Erläuterung der Signaturen mit Angabe der Stollenstationen in Metern (Interpretation von Ch. EXNER): 1 = Granodiorit- und Granitgneis des Göß-Kernes (Meter 0–2900) mit Zwischenlagen von Bändergneis (2). 3 = Amphibolit im Alten Dach des Göß-Kernes (Meter 2900–3400). 4 = Bändergneis im Alten Dach des Göß-Kernes (Meter 3400–3500). 5 = Aplitgneis mit Lagen und Schollen von Amphibolit. Migmatit im Alten Dach des Göß Kernes (Meter 3500–3980). 6 = Granatglimmerschiefer der Draxel-Serie, zusammen mit Granatquarzit und Gneislagen (Meter 3980–4198). 7 = Mittelkörniger leukokrater Granitgneis und Bändergneis an der Basis der Tonalitgneisdecke (Meter 4198–4206). 8 = Tonalitgneis der Tonalitgneisdecke. Meter 4206–4236 und 4300–7260. Eine kleine sekundäre Aufragung von Granatglimmerschiefer befindet sich an der Basis der Tonalitgneisdecke (Meter 4236–4300). 9 = Tonalit- und Granodioritgneis mit Übergängen zu Granitgneis. Oberste Lage der Tonalitgneisdecke (Meter 7260–7320). 10 = Grobkörniger Hochalm-Granitgneis (Meter 7320–7500). 11 = Stirnzone der Tonalitgneisdecke (Meter 7500–8010). Lamellen von Tonalitgneis (Meter 7500) und Granodioritgneis (Meter 7840–7890) der Tonalitgneisdecke wechsellagern mit migmatischen Bändergneisen der Findel-Serie. Diese enthalten Linsen von mittelkörnigem Granitgneis der Randzone des Hochalm-Kernes (Meter 7615–7635). 12 = Granatglimmerschiefer und Biotit-Chlorit-Schiefer der Findel-Serie (Meter 8010–9020) mit Lagen von Quarzit, migmatischem Bändergneis, Augengranitgneis, Aplitgneis und Pegmatit. 13 = Aplit- und Granitgneis (Meter 9020–9500) mit Lagen von Bändergneis. Randzone des Hochalm-Kernes zur Findel-Serie. 14 = Bändergneis und Granatglimmerschiefer der Findel-Serie (Meter 9500–9663).



Die Draxelserie bildet also einen Teil der zentralen Schieferhülle der östlichen Hohen Tauern, und zwar die Schieferhülle des Göß-Domes.

Das geologische Kartenbild der Draxelserie im Bereich von Blatt Muhr wurde im wesentlichen bereits richtig von ANGEL & STABER (1942, 1952) dargestellt. Parallel zum S-Rand des Kartenblattes Muhr zieht das Granatglimmerschieferband in den Felswänden des Gößtales von südlich der Kleinen Hochalmspitze zum Draxelnock. Überlagert wird der Granatglimmerschiefer von der Tonalitgneisdecke. Unter dieser bildet er das Fenster bei dem Mittleren und Unteren Hochalmsee. Vom Draxelnock zieht der Granatglimmerschiefer als breites Band in nördlicher Richtung zum Hochalmbach, wobei sich zwischen Granatglimmerschiefer und Tonalitgneisdecke auch Bändergneise des Alten Daches des Göß-Kernes zwischenschalten (wahrscheinlich sekundäre Tektonik). Dann ist Granatglimmerschiefer innerhalb der hangenden Partien dieser Bändergneise bei der Oberen Aichholzer Alm (früher: Preimel Alm) aufgeschlossen. Das fehlende Verbindungsstück zwischen Hochalmbach und Oberer Aichholzer Alm liegt längs des bergsturzbedeckten Gesimses östlich Dürriegel verborgen.

Nördlich des Maltaflusses fehlen auf Blatt Muhr die Granatglimmerschiefer der Draxelserie. Sie treten wieder auf Blatt Spittal/ Drau beiderseits der Malta und im Göß- und Radltal auf (EXNER 1980, p. 359-361). Neue Aufschlüsse der Granatglimmerschiefer der Draxelserie auf Blatt Muhr lieferten der Maltastollen (Abb. 3) bei den Stationen 3950–4206 und 4236–4300 m sowie die Güterwege zur Bachfassung des Hochalmbaches.

2.2.1. Feldgeologische Notizen

Der Granatglimmerschiefer der Draxelserie bildet im Bereich des Kartenblattes Muhr eine flach N geneigte Gesteinslage (Tafel 1) mit flach nach NE und ENE geneigter Achse der Kleinfalten und Mineralelongation. Am Draxelnock gibt es eine jüngere N-S Achse, am W-Ende des Malta-Halbfensters eine N 65 E streichende phyllonitische Lineation, der auch die jungen Quarzknuern folgen (Weg zur Oberen Aichholzer Alm).

Graphitquarzite sind dem Granatglimmerschiefer südlich der Kleinen Hochalmspitze und am N-Ufer des Mittleren Hochalmsees eingelagert.

Im Maltastollen enthält der Granatglimmerschiefer örtlich 2,5 cm große Kalzitblasten (Station 3950 m) sowie 1 cm dicke Epidositlagen und quer durchschlagende, 3 mm dicke Kalzitgängchen (Station 2244 m). Ob diese spärliche Karbonatführung primär-sedimentogener Natur ist (? Bündnerschiefer), oder nur sekundäre Stoffmobilisation im Zuge des metamorphen Lösungsumsatzes darstellt, bleibt ungewiß. Da obertags keine Karbonatführung beobachtet wurde, ist die zuletzt genannte Interpretation wahrscheinlicher.

Am Mittleren Hochalmsee beträgt die Mächtigkeit des Granatglimmerschiefers 70 m. Die Aufschlüsse sind hier besonders gut (glazial gehobelte Rundbuckel). Neben Graphitquarzit treten graphitische Schiefer auf. Stellenweise sieht man, daß der Granatglimmerschiefer aplitisch-pegmatitisch durchtränkt wird. Es stellen sich Aplitgneislagen ein. Pegmatitische Partien erzeugen im Granatglimmerschiefer Feldspataugen und 2 cm große Hellglimmer.

An der Draxelnock-N-Flanke und im Hinterkar beträgt die Mächtigkeit des Granatglimmerschiefers ca. 150 m (tektonische Anschoppung). Granatführender Aplitgneis ist ihm am Grat des Draxelnockes eingeschaltet. Quarzitlagen enthält der Granatglimmerschiefer der Felsplatten des Hinterkares in SH. 2190 m.

Westlich der Annemann Alm schaltet sich zwischen den Granatglimmerschiefer und den Tonalitgneis eine Lage von Bändergneis ein, die auch im Tal des Hochalmbaches anhält. An der Bergrippe nördlich P. 1833 zwischen Annemann Alm und Hochalmbach beträgt die Mächtigkeit des Granatglimmerschiefers ca. 100 m. Prächtige kontinuierliche Aufschlüsse befinden sich längs der die Felsrippe querenden Güterwege in SH. 1480 m und 1560 m und im Tal des Hochalmbaches (SH. 1660 bis 1760 m).

Das nördlichste Vorkommen des Granatglimmerschiefers der Draxelserie ist nur einige mm mächtig und befindet sich isoliert innerhalb der Bändergneise in SH. 1580 m am Steig von der Unteren zur Oberen Aichholzer Alm.

2.2.2. Petrographie

Der Granatglimmerschiefer ist mittel- bis grobschuppig entwickelt, zeigt graue Farbe, einige mm große Granate und Schuppen von mm-großen Biotiten, Hellglimmern und stellenweise Chloriten. Die farblosen Gemengteile sind mit freiem Auge kaum gliederbar. Es handelt sich um Quarz und Oligoklas. In den grobkörnigen Typen erreichen die Granate und Glimmer häufig 1 cm Durchmesser (Draxelnock, Bergkante nördlich P. 1833, Steig zur Oberen Aichholzer Alm).

Mikroskopisch untersucht wurden 6 Proben von folgenden Fundorten: (1) Maltastollen Station 4080 m. (2) N-Ufer des Mittleren Hochalmsees. (3) Draxelnock-N-Flanke. (4 und 5) SH. 1475 m am Güterweg in Felsrippe nördlich P. 1833. (6) SH. 1580 m am Steig zur Oberen Aichholzer Alm. Mineralbestand (Hauptgemengteile kursiv): *Gra + Bio + Hgl + Chlo + Oligoklas + Qu + Op + Zi ± Ru ± Ap ± Epi*.

Granat zeigt stets Einschlüsse von Opazit (unverlegte und verlegte Einschlüßzüge, auch zonare Einschlüßbringe) und ist stellenweise poikiloblastisch mit Einschlüssen von Opazit, Biotit und Quarz entwickelt. Biotit (hellgelb bis rehbraun, selten rotbraun) und Hellglimmer zeigen hauptsächlich postkinematische Kristallisation und häufig auch Querglimmer. Chlorit: Hauptsächlich sekundär nach Biotit und als teilweise radialstrahlige Neubildung. Der Granat ist meist nicht chloritisiert. Oligoklas (Messungen senkrecht X: 23% und 17% An; selten inverszonar mit Kern 12% und Hülle 29% An) ist hauptsächlich als füllungsfreier xenomorpher Plag III – Blast entwickelt. Daneben auch die Typen Plag II und I. Einschlüsse der übrigen Gemengteile in unverlegten Einschlüßzügen (Typus des Rollo-Plagioklases). Auch große amöbenförmige Poikiloblasten kommen vor. Quarz: Xenomorph. Seltene aggressive Quarzgewächse in Plag.

Erwähnenswert sind fragliche Pseudomorphosen nach Staurolith in Probe 3 (Draxelnock-N-Flanke). Megaskopisch sind graugrüne Stengel parallel s, 5 mm lang und 1 mm breit, erkennbar. Unter dem Mikroskop handelt es sich um prismatisch begrenzte Aggregate winziger Blättchen von Hellglimmer und Chlorit.

Zusätzlich wurden folgende Gesteinstypen der Draxelserie untersucht:

Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer aus dem Maltastollen, Station 3980 m, weist grüne Farbe, 5 mm große grüne Granatpseudomorphosen (Chlorit), Feinfältelung und 8 mm große unverletzte Hellglimmer (Neubildung) auf.

Unter dem Mikroskop: Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat. Granatreste im Kern der Pseudomorphosen vereinzelt noch erhalten. Biotit ist zum größten Teil chloritisiert. Massenhaft Chlorit. Quarz. Viel Hellglimmer (große Blasten, auch Quer-Hellglimmer). Ferner: Opazit und Apatit. Es fehlt Feldspat, der wohl der Muskovit des Gesteins zum Opfer gefallen ist.

Granatglimmerschiefer mit 2,3 cm großen Kalzit-Blasten (Maltastollen, Station 3950 m) zeigt grobblättrige Entwicklung, Kleinfaltung und ist feldspatfrei.

Granat bildet große Blasten mit Einschlüssen von Opazit, Biotit und Quarz. Biotit (hellgelb bis grünbraun): Große Blasten mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Hellglimmer führt in großen Blasten bemerkenswerter Weise unverlegte helizitische Einschlußzüge von Epidot und zeigt einschlußfreien Randsaum. Chlorit: Sekundär nach Granat und Biotit. Quarz. Ferner: Opazit, Rutil und Epidot.

Epidotreicher Granatglimmerschiefer mit Kalzitgängen (Maltastollen, Station 4080 m) ist ein stark deformiertes Gestein mit Quarzknuern und 2 bis 5 mm dicken, gelbgrünen Epidositlagen. Folgender mikroskopischer Mineralbestand:

Gra + Bio + Hgl + Chlo + Oligoklas + Epi + Qu + Op + Ru + Ap + Zi.

Granat ist linsenförmig deformiert und zeigt unverlegte und verlegte Einschlußzüge von Opazit, Biotit und Quarz. Biotit (hellgelb bis rotbraun). Hellglimmer. Chlorit: Sekundär nach Biotit. Oligoklas: Plag III. Xenomorphe Großindividuen. Poikiloblasten. Fülle A. Epidot bildet Säulchen von 0,05 mm Länge, die lagenförmig aggregiert sind. Quarz: Neben den gewöhnlichen xenomorphen Körnern des Gesteinsgewebes kommen korrodierte Quarzeinschlüsse im Oligoklas sowie auch aggressive Quarzgewächse in denselben vor.

Biotit und Hellglimmer führender Graphitquarzit. Fundort: N-Ufer des Mittleren Hochalmsees. Das aus Quarz und Opazit (kohlige Substanz) bestehende dunkelgraue Gestein führt große Blasten von Biotit. Der Hellglimmer bleibt in der Regel kleiner. Beide führen Einschlußzüge von Opazit. Accessoria: Granat und Apatit. Es fehlt Feldspat.

2.3. Tonalitgneisdecke

Ein recht eigenartiger geologischer Körper bildet die nächst höhere Gesteinslage im Maltatal-Halbfenster. Es ist ein verhältnismäßig biotit- und plagioklasreicher Orthogneis. Es fehlt ihm zwar die Hornblende. Doch kann man ihn auch heute noch, den älteren Autoren folgend, als Tonalitgneis im weiteren Sinne (im Gegensatz zum „Tonalitgneis im engeren Sinne“ vom Typus Adamello und Karawanken) bezeichnen.

Früher wurde der Tonalitgneis des Malta- und Gößtales der Hochalmdecke zugerechnet. Im Zuge der geologischen Feldaufnahmen und im N-Abschnitt des Maltastollens wurden neuerdings jedoch Granatglimmerschiefer (Findelserie) zwischen Tonalitgneis und überlagerndem Granitgneis der Hochalmdecke als örtlich recht beschränkte Vorkommen aufgefunden. Von einem schön kontinuierlich durchlaufenden sedimentogenen Deckenscheider zwischen Tonalitgneis unten und Hochalm-Granitgneis oben kann zwar nicht die Rede sein. Aber unverkennbar bildet der Tonalitgneis längs des E-Randes des Hochalm-Kernes eine in S-N Richtung 15 km lang aufgeschlossene, meiste mehrere 100 m mächtige Gesteinsbank, die den Hochalm-Kern gegen W unterteuft und örtlich durch Granatglimmerschiefer von diesem geschieden wird. Allerdings ist die Hangendgrenze des Tonalitgneises zum überlagernden Hochalm-Granitgneis mitunter recht unscharf. Es gibt petrographische Übergänge und es kommen kleinere tonalitische Gesteinspartien stellenweise auch im Hochalm-Granitgneis und in den Hafnermigmatiten vor.

Die geologische Übersichtskarte der Ankogel-Hochalmgruppe (EXNER 1979, p. 15) zeigt die Verbreitung der gesamten Tonalitgneisdecke. Ihre außerhalb von Kartenblatt Muhr befindlichen Teile, besonders ihr lammellenförmiges Auslaufen nach E wurden unlängst beschrieben (EXNER 1980, p. 361-364).

Auf dem Kartenblatt Muhr zieht der Tonalitgneis von der linken unteren Blattecke (Winterleitengrat, Vordere Schwarze Schneid, Tullnock, Schmiednock, Gamsnock) ins felsige Hochalmkar. Dort baut er die weiten Karttreppen rund um den prächtigen Oberen Hochalmsee, die Villacher Hütte und längs der rechten Seitenmoräne des Hochalmkeeses auf. Seine Mächtigkeit beträgt hier 700 m. Die Faltenachsen streichen WNW. Er fällt nördlich ein. Als einheitlicher Gesteinskörper mit geringfügigen Variationen bezüglich fehlendem, niedrigem oder höherem Kalifeldspat-Gehalt (Quarzdiorit, Tonalit, Granodiorit) wird er vom Maltastollen längs 3 km langer Strecke (Station 4206–7260 m) durchörtert. Die kontinuierlichen Felsaufschlüsse obertags lassen die niemals fehlenden Scharen basischer Fische, die parallel zur Mineralelongation und Faltenachse des Tonalitgneises gestreckt sind, das reiche Gangfolge an konkordanten und diskordanten Apliten, Pegmatiten und Gangquarz sowie jüngere Faltenüberprägungen (N-S Achsen) und junge Scherzonen (phyllonitisierter Tonalitgneis) erkennen.

Dem Halbfenster entsprechend, flach nördlich eintauchend, zieht dann der Tonalitgneis im Halbrund um das mittlere Maltatal, wobei er im Abschnitt zwischen Unterer Aichholzer und Wastlbauer Alm die mehrere 100 m hohen Steilwände des Trogtales aufbaut. Über der Malta ist er schwach gewölbt (sekundäre Malta-Antiklinale, Tafel 1). Regional taucht er am „Galgenbichl“ (Talstufe des Maltatales mit Staudamm nordwestlich Wastlbauer Alm) unter den Granatglimmerschiefer der Findelserie und unter den Granitgneis des Hochalm-Kernes. Im einzelnen sind die tektonischen Verhältnisse am N-Rand des Malta-Halbfensters komplizierter (Stirnwalzen der Tonalitgneisdecke und Auftreten kleiner Tonalitgneiskörper in Hochalm-Kern und Hafner-Migmatiten). Vorzügliche Aufschlüsse im Tonalitgneis mit den basischen Fischen und Gangfolge haben die Felssprengungen längs der Maltastraße und längs der Güterwege zu den Fassungen der Nebenbäche erbracht. Die komplizierte Verfingerung von Tonalitgneis und Hochalmgranitgneis ist im Maltastollen (Stationen 7260–7635 m) erschlossen, dessen nördlichster Abschnitt den Granatglimmerschiefer der Findelserie durchörtert.

Unter der Kattowitz Hütte reicht der Tonalitgneis über die Trogwände des Maltatales in die Region der Hochkare aufwärts. Seine sichtbare Mächtigkeit beträgt hier wiederum 600 m. Er nimmt das weite Areal der Mar Alm ein und kulminiert in der N-Flanke des Maltatales am Hammerleiteneck-SW-Grat in SH. 2400 m. Von hier taucht er nach SE, den SE-geneigten Faltenachsen entsprechend, ins untere Maltatal ab. Der Bergsturz der Hammerleiten besteht fast ausschließlich aus Tonalitgneis-Blockwerk. Gute neue Aufschlüsse erbrachten die Güterwege Mar- und Melnikalm, der Lieserstollen (Station 3200–3000) und der unter dem Hammerleiten-Bergsturz hindurchführende Wasserbeileitungstollen Melnik-Mar Alm – Moosboden – Krumpenkar – „Galgenbichl“ (Tafel 4, Fig. 2 bis 4).

Interessant ist auch die sekundäre Verschieferung (bis zur Phyllonitisierung) des Tonalitgneises in Abhängigkeit von seiner tektonischen Position. So befinden sich im „Herz“ des Tonalitgneises, wo er seine größte Mächtigkeit erreicht, und zwar im mittleren Bereich, weit von seiner Liegend- und Hangendgrenze entfernt, sehr massige Gesteinstypen (Metatonalit und Meta-Granodiorit), deren Pegmatite rosa-farbige Kalifeldspate (Hämatit, noch nicht im Zuge der Metamorphose zu Magnetit umgewandelt) enthalten (z. B. am Moosboden der Mar Alm). Südöstlich der Hammerleiten nimmt die Mächtigkeit des Tonalitgneises ab. Sie beträgt zwischen Melnik Alm und S-Rand des Kartenblattes Muhr (Steilwand unter der Loibspitze) nur mehr 350 m und dünnt auf Blatt Spittal/Drau auf

100 m aus, wo er die Malta-Talsole erreicht (EXNER 1980, p. 362). Petrologisch ist eindeutig erkennbar, daß zugleich mit der Mächtigkeitsabnahme eine gewaltige Zunahme an Verschiebung bis zur Phyllonitisierung des Tonalitgneises erfolgt. Es liegt hier ein typisches Beispiel für die Verformung eines recht mächtigen und massigen Gneiskörpers zu einer dünnen, intensiv verschieferten Gneislamelle vor. Ich bezeichne daher den Abschnitt zwischen Melnik Alm und südlichem Kartenblattrand als Tonalitgneislamelle. Auch in ihr sind zunächst die mittleren Teile gesünder (massiger) entwickelt (z. B. oberhalb Bärensteig, mit erhaltenen diskordanten Apliten und Pegmatiten). Die Ränder der Lamelle sind intensiv verschiefert. An der Liegendgrenze treten Tonalitgneisphyllonite auf (z. B. SH. 1825 m nordöstlich Stallwand Alm und bei der Merz Jagdhütte). Die Hangendgrenze weist Phyllonite in solchem Ausmaße auf, daß sie hier den überwiegenden Gesteinscharakter der Tonalitgneislamelle darstellen.

2.3.1. Petrographie

Der Tonalitgneis des Maltatales ist ein mittel- bis grobkörniges, schwarz-weiß geflecktes Gestein. Mit freiem Auge sind Biotit, Feldspate und Quarz erkennbar. Zusätzlich finden sich gelbgrüne Beimengungen (Epidot) und 1 mm große braune Titanitkristalle. Flächiges Parallelgefüge und deutliche Lineation (Elongation des Biotits und Zeilenbau) sind meist vorhanden. Stets beobachtet man basische Fische (biotitreiche Schollen), die in Richtung der Lineation des Tonalitgneises linsenförmige Umrisse zeigen, schwarmförmig auftreten und Längsdurchmesser in der Größenordnung von cm bis 10 m aufweisen. Ein recht dichtes Gangnetz konkordanter und diskordanter Aplite und Pegmatite durchsetzt das Gestein.

Unter dem Mikroskop wurden 40 Dünnschliffe von Tonalitgneisproben im Bereich des Kartenblattes Muhr untersucht.

Gemeinsames Merkmal aller Proben ist die Vorherrschaft des Plagioklases unter den Feldspaten, mit Ausnahme der Pegmatite. Die Plagioklase (Typus Plag III) sind polysynthetisch verzwilligte, leistenförmige Oligoklase (21 bis 31% An) mit dichter, prächtig entwickelter und meist zonar angeordneter Mikrolithenfülle vom Typus D und C im Kern und C und B in der Hülle. Ursprünglich waren sie magmatisch kristallisierte, normal zonare Labradorite bis Andesine mit stellenweise Bytownitkernen. Ehemalige oszillierende Zonenstruktur ist nicht mehr zu erkennen. Eine jüngere Plag-Generation baut das feinkörnige Mörtelgefüge am Rande der großen Plag III-Leisten auf. Es handelt sich um xenomorphe, kaum oder nicht verzwilligte (Plag II und I), ungefüllte oder schwach gefüllte (Füllungstyp B) Körnchen. In den stark deformierten Tonalitgneisen (Tonalitgneisphyllonite) erfolgte eine Neubildung der Plagioklase. Sie bilden dort rundliche Blasten niedrigen Anorthitgehaltes (häufig Albit) mit fehlender oder schwacher Mikrolithenfülle und mit helizitischen Einschlußzügen der übrigen Gemengteile. Nur in diesen Neubildungen beobachtete ich einfachen inversen Zonenbau, während solcher dem gesunden Tonalitgneis fehlt.

Der Kalinatronfeldspat (Knaif) steht dem Orthoklas nahe (fehlende oder flauere Mikroklingitterung, fehlende oder schwache Entmischung). Er ist jünger als die Plag III-Leisten, umschließt oder verdrängt sie sachte (metasomatischer Antiperthit). Fehlt Knaif dem Gestein, so handelt es sich um die quarzdioritische Variante des Tonalitgneises. Sie ist megaskopisch ziemlich dunkel. Der gewöhnliche Tonalitgneis führt etwa 20

Vol. % Knauf. Durch kontinuierliche Übergänge geht dieser in die megaskopisch hellere granodioritische Variante über. Sie ist zwar auch durch die volumetrische Vormacht des Plagioklases gekennzeichnet, doch tritt Knauf in ihr mit mehr als 20 Vol. % des Gesteines auf und bildet bis 2 cm große Leisten mit Karlsbader Zwillingen.

Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis olivgrün (seltener rehbraun). Pleochroitische Höfe um Einschlüsse sind selten. Wie im Adamello-Tonalit findet man häufig idiomorphen Apatit geregelt und auch ungeregelt als ursprünglich magmatischen Einschluss im Biotit. Ferner treten die bekannten Entmischungen des Biotits zu Insekteneier-Titanit und Sagenit auf.

Quarz der normalen Generation zeigt Einschlüsse von Rutilnadelchen. Die ältere Generation bildet Tropfenquarze in Plag und Knauf.

Myrmekit ist in den Knauf-führenden Proben meist reichlich vorhanden.

Schachbrettalbit findet sich nur in den albitisierten Tonalitgneis-Phylloniten. Ihnen fehlt Myrmekit.

Unter den Accessoria ist das Fehlen von Granat bemerkenswert. Reichlich und mitunter mm-groß sind Orthit, Epidot, Titanit und Apatit vorhanden. Zirkon tritt nur untergeordnet auf. Opakes Erz fehlt häufig. Chlorit (sekundär nach Biotit) kommt in geringen Mengen vor. Orthit zeigt die bekannten Klinozoisitränder, die an der Grenze zu Quarz fehlen. Pseudomorphosen von Epidot nach Orthit können in allen Übergangsstadien gut studiert werden.

Aus dieser kurzen Gesamtbeschreibung der untersuchten Proben wird ersichtlich, daß das Gestein der Tonalitgneisdecke aus einem Plutonit durch Metamorphose hervorging. Die Zusammensetzung des ursprünglichen Plutonits zeigt viel Ähnlichkeit zum Tonalit der Adamellogruppe (Tonalit im engeren Sinne). Sie weist jedoch auch gewisse Unterschiede auf, z. B. das Fehlen von Hornblende. Daher ist das Edukt des Malta-Tonalitgneises als „Tonalit im weiteren Sinne“ zu bezeichnen und ähnelt gewissen Tonalitvarietäten des Barchergebirges.

Die Unterordnungen innerhalb der Tonalitgneisdecke nach quarzdioritischem, tonalitischem und granodioritischem Mineralbestand gehen im Felde unregelmäßig ineinander über und sind schwer abgrenzbar. Legt man im Laboratorium die Proben nebeneinander, so sind die Unterschiede megaskopisch erkennbar (Schubladen-Systematik ohne große feldgeologische Bedeutung!) Trotzdem habe ich die mikroskopischen Merkmale der petrographischen Unterordnungen sorgfältig studiert, weil sie Grundlagen für zukünftige petrologische Untersuchungen bieten. Im folgenden berichte ich kurz über diese petrographischen Einzelheiten:

2.3.1.1. Quarzdioritgneis

Mikroskopisch untersucht wurden 6 Proben von folgenden Fundorten: (1) Scharke zwischen Schmied- und Gamsnock. (2) Fels am Rande des Hochalmkeeses bei P. 2571. (3) SH. ca. 1650 m am Maltatal-W-Hang, nördlich Findelkarbach. (4) Maltastollen, Stator 5880 m. (5) SH. 1775 m an Maltastraße, südlich Mitterkarbach. (6) An Maltastraße bei Querung des Moosbaches. Der Mineralbestand dieser Proben ist folgender:

Oligoklas/Andesin + Bio + Qu + Epi + Hgl + Ti + Orthit + Ap + Chlo ± Zi ± Op.

Oligoklas/Andesin: 29 bis 31% An (Messung von 4 Körnern annähernd senkrecht X)

Leistenförmige Plag III – Grobkörner mit vorwiegendem Füllungstypus C, selten B. Zonenbau der Mikrolithenfülle. Wenig Mörtel-Plag mit demselben Anorthitgehalt, jedoch Verzwillingung vom Typus Plag III, II und I. Biotit: Hellgelb bis olivgrün, auch rehbraun. Quarz: Xenomorphe Körner und Tropfenquarz in Plag.

Ferner: Epidot (stellenweise Zonenbau). Hellglimmer (meist beschränkt auf Mikrolithen im Plag). Orthit (mitunter eingeschlossen in Biotit). Apatit: Schwach violett gefärbte Körnchen kommen vor. Häufig eingeschlossen in Biotit.

2.3.1.2. Tonalitgneis

Es wurden 12 Proben von folgenden Fundorten mikroskopisch untersucht: (1) Winterleitengrat. (2) Maltastollen, Station 7140 m. (3, 4) SH. 2280 m, Couloir im Steinkareck-E-Sporn. (5) SH. 2135 m im hinteren Langkar bei Wasserfall. (6) SH. 2480 m auf der Mahrschneid. (7) SH. 1940–1950 m bei Moosbach. (8, 9) An Maltastraße bei Querung des Moosbaches. (10) Hammerleiten-Bergsturz, Blockwerk knapp oberhalb der Unteren Melnik Alm. (11) Lieserstollen, Station 2650 m. (12) Lieserstollen, Station 3000 m. Die Proben zeigen folgenden Mineralbestand:

Oligoklas/Andesin + Knauf + Bio + Qu ± Myrmekit ± Antiperthit + Epi + Hgl + Ti + Orthit + Ap + Chlo ± Zi ± Op ± Ru ± Karbonat.

Oligoklas/Andesin: 27 bis 31% An (Messung von 4 Körnern senkrecht X). Leistenförmige Plag III-Grobkörner mit Füllungstyp C und sehr deutlichem Zonenbau der Mikrolithenfülle. Mitunter im Kern Füllungstypus D und in der Hülle B. Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingssnaht kommen vor. Wenig Mörtel-Plag vom Typ Plag II und I. Knauf steht dem Orthoklas nahe und zeigt wenig Entmischung und keine oder nur flauwe Mikroklingitterung.

Biotit: Hellgelb bis olivgrün, selten rehbraun. Mitunter Sagenit-Entmischung. Idiomorpher 6-seitiger Biotit kommt als Einschluß in Plag vor. Quarz: Xenomorphe Körner. Einschlüsse von Rutilnadelchen. Tropfenquarz in Plag. Myrmekit sehr häufig. Metasomatischer Antiperthit. Nur in der Probe (2) tritt Schachbrettalbit auf, wobei Myrmekit fehlt.

Ferner: Epidot mit häufigen Pseudomorphosen nach Orthit. Hellglimmer ist meist beschränkt auf die Mikrolithen im Plag. In wenigen Proben bildet er daneben auch kleine Scheiter am Rande der Feldspate. Apatit kommt in idiomorphen, 1,6 mm langen Säulen vor mit den Verhältnissen Breite: Länge = 1 : 3 und 1 : 4. Häufig ist er in Biotit, seltener in Orthit eingeschlossen. Mitunter zeigt der Apatit Zonenbau mit violettem Kern und farbloser Hülle. Chlorit (sekundär nach Biotit).

2.3.1.3. Granodioritgneis

Mikroskopisch wurden 9 Proben von folgenden Fundorten untersucht: (1) SH. 2750 m am Winterleitengrat. (2) Maltastollen, Station 4410 m. (3) Maltastollen, Station 7885 m. (4) Mittlerer Findelkarkopf-N-Wand. (5) Am Fuße des Steinkareck-E-Sporns in SH. 2220 m. (6, 7) An Maltastraße bei Querung des Moosbaches. (8) SH. 1650 m am Güterweg Moosbach – Mar Jagdhaus. (9) Melnikkar. Der Mineralbestand dieser Proben ist folgender:

Oligoklas + Knauf + Bio + Qu + Myrmekit ± Antiperthit + Epi + Hgl + Ti + Orthit + Ap + Chlo ± Zi ± Op ± Ru ± Karbonat.

Oligoklas: 21 bis 26% An (Messung von 4 Körnern senkrecht X). Einfacher normaler Zonenbau mit Kern 26% und Hülle 21% An. Leistenförmige Plag III – Grobkörner mit vorwiegend Füllungstypus

C. Häufig ist Zonenbau der Füllungsmikrolithen. Im Randsaum kommt mitunter Füllungstyp B vor. Im Mörtelgefüge treten Plag II und I auf. Kna: Mitunter rosa-färbig. Biotit: Hellgelb bis olivgrün, auch rehbraun. Quarz: Xenomorphe Körner. Einschlüsse von Rutilnadelchen. Tropfenquarz in Plag und Kna. Myrmekit ist stets, metasomatischer Antiperthit ist häufig vorhanden.

Ferner: Epidot: Pseudomorphosen nach Orthit. Hellglimmer ist oft auf die Mikrolithen im Plag beschränkt. Mitunter treten auch kleine Scheiter am Rande der Feldspate auf. Apatit bildet häufig geregelte oder ungeregelte Einschlüsse in Biotit. Chlorit (sekundär nach Biotit).

2.3.1.4. Tonalitgneis-Phyllonit

Freisichtige Merkmale sind: Intensiver, nur wenige mm dicker Lagenbau, Kleinfältelung, augenförmige oder runde Feldspatkörner (neugebildete Plagioklase) und häufig freisichtig erkennbarer Hellglimmer. Trotzdem bleibt der Schwarz-Weiß-Kontrast des Tonalitgneises (Biotitreichtum, Quarz-Feldspat-Zeilen) auch in diesen, sekundär stark deformierten, feinschiefrigen Gesteinen noch gut erkennbar. Außerdem sind im Gelände die Übergänge von den schwach zu den stark deformierten Gesteinen gut einsehbar, wobei allerdings in den Phylloniten eine Zuteilung zu den oben behandelten Variationen (quarzdioritisch, tonalitisch, granodioritisch) schwierig ist.

Es wurden 8 Proben von folgenden Fundorten mikroskopisch untersucht: (1, 2, 3) Kuppe am Grat, 200 m östlich der Scharte zwischen Schmied- und Draxelnock. Basis der Tonalitgneisdecke unmittelbar über Granatglimmerschiefer. (4) Deformierter basischer Fisch (Quarzdioritgneis), Vordere Schwarze Schneid-N-Flanke. (5) SH. 2480 m auf der Mahrschneid. Tonalitgneis, umhüllt von Granatglimmerschiefer. (6), (7) und (8) gehören der Tonalitgneis-Lamelle zwischen Melnikkar und südlichem Kartenblattrand (unter Loibspitze) an. Und zwar: (6) SH. 1765 m, (7) SH. 1920 m am Kamm nordwestlich des Merztales; (8) Basis der Tonalitgneis-Lamelle in SH. 1650 m nordöstlich Merz Jagdhütte. Der Mineralbestand der Proben ist folgender:

Oligoklas/Albit + Bio + Hgl + Qu ± Kna ± Myrmekit ± Antiperthit ± Schachbrettalbit + Chlo + Epi + Ti + Ap ± Orthit ± Zi ± Op ± Ru ± Karbonat.

Oligoklas/Albit. Alte Körner vom Typ Plag III mit Fülle C und B sind Oligoklase mit 21 und 22% An (Messungen senkrecht X). Junge Körner stellen sich als einfach inverszonare Oligoklase mit Kern 24% An und Hülle 10, 17 und 18% An dar sowie als einfache Albite mit 1% An (Messung an 4 Körnern senkrecht X). Alte Körner zeigen noch den charakteristischen Zonenbau der Mikrolithen und die Einschlüsse von Tropfenquarz. Junge Körner bilden teils kleine Mörtelaggregate, teils große füllungsfreie Rundlinge mit helizitischen Einschlußzügen der übrigen Gemengteile. Aggressive Quarzgewächse kommen im Plag vor. Biotit: Hellgelb bis olivgrün und rehbraun. Hellglimmer ist nun ebenfalls ein Hauptgemengteil mit Ausnahme der quarzdioritischen Proben (4) und (7). Quarz: Xenomorph. Reliktischer Tropfenquarz. Kna nur noch geringfügig vorhanden. Myrmekit und Schachbrettalbit schließen sich gegenseitig aus.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit). Epidot weist in den Proben (1), (2) und (3) Zonenbau mit gefülltem Kern und ungefüllter Hülle auf. Apatit bildet Einschlüsse in Biotit und Orthit. Mitunter zeigt er schwach violette Färbung. Rutil-Nadelchen finden sich als Einschlüsse in Quarz.

2.3.1.5. Pegmatit

Die Lagergänge und die diskordanten Gänge erreichen 1,5 m Mächtigkeit. Die mitunter rosa-färbigen Kalifeldspate werden 6 cm und die Biotite 4 cm groß. Granat ist verhältnismäßig selten. Knaf überwiegt den Plag. Siehe Abb. 4!



Abb. 4: Diskordanter Pegmatitgang (20 cm dick) mit gefaltetem Rand in Tonalitgneis. Tonalitgneisdecke. SH. 1520 m am Moosbach bei Wegabzweigung (Richtung Mar Jagdhütte) von der Maltastraße.

Mikroskopisch wurden 3 Proben diskordanter Pegmatitgänge von folgenden Lokalitäten untersucht: (1) SH. 2420 m osö. vom Mittleren Findelkarkopf. (2) An der Maltastraße, 200 m nordöstlich WH. Almrausch. (3) Maltatal-W-Hang nördlich Findelkarchbach. Ferner wurden Pegmatit-Lagergänge aus dem Maltastollen untersucht, und zwar: (4) bei Station 5830 m und (5) bei Station 6340 m.

Knaf zeigt flaue Mikroklingitter, Faser- und Aderperthit, mitunter zu prächtigem Zonarperthit angeordnet. Karlsbader Zwillinge. Oligoklas: 26% An (Messung von 2 Körnern senkrecht X). Plag III mit Füllungstypen C und B als große Leisten. Als Mörtelgefüge kleine Körner vom Typ Plag II und I, teilweise ungefüllt und in der Probe (4) inverszonal. Metasomatischer Antiperthit. Myrmekit. Nur in der Probe (4) Schachbrettalbit bei Fehlen von Myrmekit. Biotit (hellgelb bis olivgrün, mitunter rehbraun), Quarz: Teils xenomorph, teils schöne idiomorphe Einschlüsse in Knaf und Plag.

Ferner: Hellglimmer. Chlorit (sekundär nach Biotit). Epidot. Titanit. Apatit (Einschlüsse in Biotit). Orthit und nur stellenweise Zirkon, Opazit, Rutil und Granat (beschränkt auf Probe 4).

2.3.2. Liegend- und Hangendgrenze der Tonalitgneisdecke

Will man die Amplatzstellung der Tonalitgneisdecke genetisch interpretieren, so darf keinesfalls übersehen werden, daß sie durch aplitische Stoffmobilisation mit den Granatglimmerschiefern und Gneisen ihres Liegenden und Hangenden verbunden ist. Analoges kennen wir von der Romatedecke (Granosyenitgneis) im Gasteiner Raum.

Sehr konventionelle, in den heutigen Lehrgebäuden verhaftete Petrologen und Geologen dürfen für Tonalitgneisdecke und Romatedecke nur paläozoische Lagergangintrusion oder paläozoischen Deckenbau mit nachfolgender paläozoischer Aplit-Mobilisation konstruieren. Denn aplitische Stoffmobilisationen während der alpidischen Orogenese sind lehrbuchmäßig in diesem Teil der Alpen untersagt.

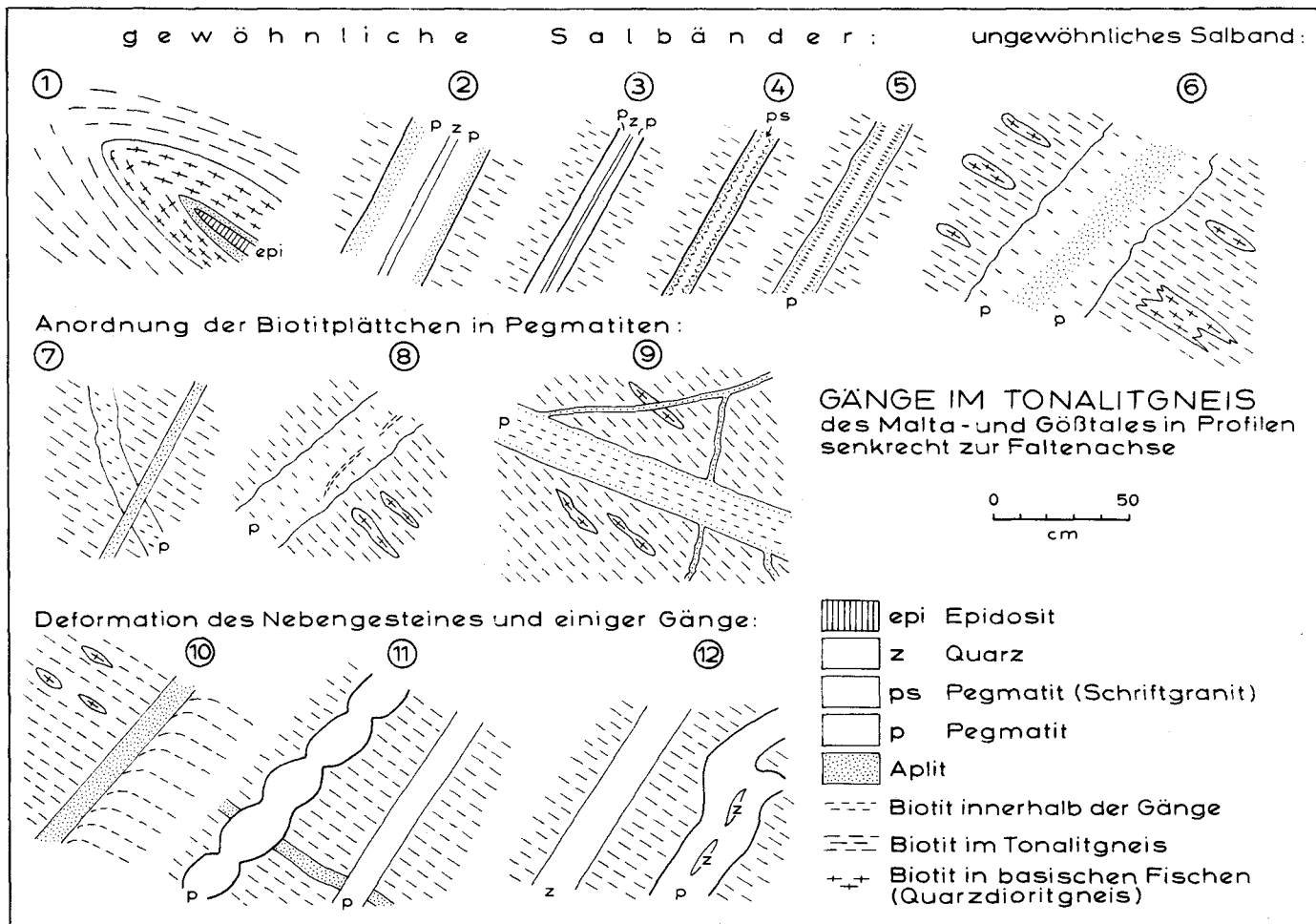
Ich möchte mich diesen heute herrschenden Meinungen nicht unbedingt beugen und kann mir vorstellen, daß Tonalitgneisdecke und Romatedecke sehr wohl alpidische Gneisdecken darstellen, die zeitlich von aplitischer Stoffmobilisation überholt wurden.

So entspricht die Liegendgrenze der Tonalitgneisdecke annähernd einer glatten Fläche, wobei der Tonalitgneis teils dem Granatglimmerschiefer der Draxelserie, teils dem migmatischen Bändergneis des Alten Daches des Göß-Kernes auflagert. An seiner Liegendgrenze ist der Tonalitgneis stellenweise mechanisch gequält, oder phyllonitisiert. Solche Stellen befinden sich an der Scharte („Stranerscharte“) zwischen Draxel- und Schmiednock, auf der Mar Alm bei Jagdhütte P. 1695 (muskovitführender Tonalitgneis-Phyllonit mit Quarzknuern) und an der Tonalitgneis-Lamelle. Es scheint sich um lokale spätektonische Scherbewegungen zu handeln, hervorgerufen durch die Materialunterschiede beiderseits der Grenzfläche.

In der Regel ist aber der Tonalitgneis an seiner Liegendgrenze wohl erhalten und durch Aplit- und Granitgneis mit dem Granatglimmerschiefer und den Bändergneisen seines Liegenden migmatisch verbunden. Das beobachtet man im Gößtal und Maltastollen (EXNER 1980, Tafel 4, Profile A bis C), am Güterweg zur Bachfassung des Hochalmbaches und an der Maltastraße. Am Güterweg zur Hochalm-Bachfassung schneidet der Weg in SH. 1650 m (Kehre 400 m nördlich P. 1833) Granatglimmerschiefer (Draxel-Serie) an, über dem Bändermigmatit (20 m) und darüber der Tonalitgneis liegen. Aplitdurchtränkung verschweißt diese Serien. An der Maltastraße (SH. 1450 m, bei Abzweigung des Fußsteiges zur Unteren Aichholzer Alm) lagert der Tonalitgneis auf Bändergneis, mit dem er mittels Feldspatsprossung verzahnt ist.

Die Hangendgrenze der Tonalitgneisdecke verläuft häufig wenig scharf, indem sich Gesteinsübergänge und Migmatite zwischen diesem und dem Hochalm-Granitgneis einstellen. Am Mittleren Findelkarkopf und im Findelkar stößt der Hochalm-Granitgneis

Abb. 5: Charakteristische Gangstrukturen im Tonalitgneis von folgenden Beobachtungspunkten: Fig. 1: Fels am Rande des Hochalmkeeses bei P. 2571. Fig. 2: In SH. 2900 m am Fuße der W-Wand des Grates Hintere Schwarze Schneid – Hochalmkarspitze. Fig. 3: Maltastraße, 150 m ösö. WH. Almrausch. Fig. 4: Maltastraße, 200 m nordwestlich WH. Almrausch. Fig. 5: Maltastraße, 150 m nordwestlich WH. Almrausch. Fig. 6: In SH. 2365 m am Touristensteig von Villacher Hütte zu P. 2571. Fig. 7: Maltastraße, 200 m nordwestlich WH. Almrausch. Fig. 8: Maltastraße, 225 m ösö. Wastlbauer Alm. Fig. 9: Maltastraße, südlich des Moosbaches. Fig. 10: Maltastraße, 150 m nordwestlich WH. Almrausch. Fig. 11: Maltastraße, 150 m ösö. WH. Almrausch. Fig. 12: Weg von Maltastraße zur Jagdhütte P. 1695, südlich der Querung des Moosbaches.



stirnförmig gegen den Tonalitgneis vor und dieser bäumt sich hoch auf. Am N-Ende der Tonalitgneisdecke sind mehrere Stirndigitationen des Tonalitgneises zwischen „Galgenbichl“ und Krumpenkar aufgeschlossen (Tafel 1). Nur auf kurzen Strecken blieben die deckenscheidenden Granatglimmerschiefer (Findelserie) erhalten (Findelkar, Malta-stollen, „Galgenbichl“ und Eggarter Melnik). Tonalitgneisphyllonit kennzeichnet die Hangendpartie der Tonalitgneis-Lamelle. Isolierte Tonalitgneis-Vorkommen im Hochalm-Granitgneis (Preimelspitze-E-Wand, Steinkareck-E-Sporn, Langkar) und in der Hafner-Migmatitserie (Wastelkar, Mahrschneid und E-Flanke der Kühschneid) dürften petrogra-phische Konvergenzen dieser Einheiten sein. Denn wollte man sie tektonisch mit der Tonalitgneisdecke verbinden, ergäben sich höchst komplizierte Einwickelungen und Aufquetschungen in höhere tektonische Einheiten.

Am Winterleitengrat und am SE- und E-Fuß der Hinteren Schwarzen Schneid stellt sich Granodioritgneis an der unscharfen Grenze zwischen Tonalitgneis und auflagerndem Hochalm-Augengranitgneis ein. Diese Übergangszone befindet sich im Malta-stollen zwischen den Stationen 7260–7410 m. Die Zuordnung auch mikroskopisch untersuchter biotitarmer Granodioritgneise (z. B. Station 7311 m) und verhältnismäßig biotitreicher Augengranitgneise (Hintere Schwarze Schneid) zur Tonalit-, oder zur Hochalmgneisserie bleibt zweifelhaft. Westlich Dürriegel vollzieht sich in SH. 2360 m ein unscharfer Übergang von Tonalitgneis zu mittelkörnigem Granitgneis (Abnahme des Biotits) und zum mächtigen auflagernden grobkörnigen Hochalm-Granitgneis.

Die Stirndigitationen beim „Galgenbichl“ sind an der in den Fels gesprengten Maltastraße von S nach N gut aufgeschlossen. Der Hauptkörper der Tonalitgneisdecke taucht mittelsteil nach N ein. Aus seinem Rücken greifen Stirnwalzen nach N vor und spitzen fingerförmig im Migmatit der vereinigten Findel- und Hafnerserie aus:

Hauptkörper der Tonalitgneisdecke

- SH. 1660 m (unmittelbar nördlich der Krumpenbach-Mündung): Granodioritgneis mit 1,5 cm großen Knaf-Augen
- SH. 1690 m: Unreiner Tonalitgneis
- SH. 1700 m (60 m südöstlich vom S-Portal des „Galgenbichl“-Straßentunnels): Allmählicher Übergang von unreinem Tonalitgneis durch Zunahme biotitreicher Fische und aplitgraniti-scher Partien zu Schollen- und Bändermigmatit.

Schieferzone

- SH. 1700 bis 1710 m (bei S-Portal des „Galgenbichl“-Straßentunnels): Migmatischer Bändergneis mit Biotitschieferlagen.

Digitation Nr. 1 des Tonalitgneises

- SH. 1710 bis 1725 m (im Straßentunnel): Tonalitgneis
- SH. 1725 bis 1740 m (bei N-Portal des „Galgenbichl“-Straßentunnels): Unreiner Granitgneis mit basischen Schollen.

Schieferzone (bei Parkplatz): Bänder- und Schollenmigmatit, auch Nebulit. Paläosom: hornblende-führender Biotitschiefer; Neosom: Aplitgneis.

Digitation Nr. 2 des Tonalitgneises

Derselbe Migmatit ist längs der Kehrenstrecke zwischen Parkplatz und S-Portal des Mitterkar-Straßentunnels aufgeschlossen. Bei der S-vergenten Kehre spitzt in ihm Quarzdioritgneis der Digitation Nr. 2 aus.

Die Tonalitgneis-Digitation Nr. 3 beobachtet man am Fußsteig zum Krumpenkar. Die Digitation Nr. 4 liegt isoliert in Granitgneis. Sie baut eine senkrechte Wandflucht über dem ehemaligen Seeboden des Krumpenkars auf.

2.3.3. Strukturen der Gänge im Tonalitgneis

Im vorangegangenen Kapitel wurde gezeigt, daß der Tonalitgneis mit dem Nebengestein örtlich verschweißt ist. Das Problem besteht vor allem darin, die plutonischen Strukturen von späteren Verzahnungen im Zuge der Deformationen und Metamorphose zu trennen. Einige Hinweise liefern die Gangstrukturen.

Lamprophyre fehlen dem Tonalitgneis. Seine sauren Gänge (Aplit, Pegmatit, Gangquarz) sind recht allgemein stärker deformiert als die Gänge im Göß-Gneiskern. Eine Auswahl charakteristischer Gangstrukturen innerhalb der Tonalitgneisdecke zeigen die Abbildungen 4 und 5.

Verhältnismäßig einfach gestaltet sich die zeitliche Interpretation der Entstehung der Salbänder. Die gewöhnlichen Salbänder zeigen zeitlich fortschreitende Spaltenfüllung des Ganges von außen nach innen.

Z. B. in Abb. 5, Fig. 1 exsudativer Epidosit (mit cm-großen Epidotsäulen senkrecht zur Gangwand), jünger als Aplit. Die zeitliche Abfolge von Aplit über Pegmatit zu Quarz findet sich mitunter vollständig (Fig. 2), häufiger aber auf die Kombination Aplit/ Pegmatit (Fig. 4, 5) und Pegmatit/ Quarz (Fig. 3) aufgeteilt. An der Grenze zwischen Aplit und Pegmatit stellt sich häufig Biotit-Anreicherung teils anscheinend unregelmäßiger Biotitblättchen (Fig. 4), teils mit geregelter flächiger Parallelstruktur (Fig. 5) ein.

Ungewöhnliche Salbänder weisen auf jüngere Aplitgenerationen hin (Fig. 6), die auch an Gangkreuzen vorkommen (Fig. 7).

Der Anordnung der Biotitblättchen in diskordanten Pegmatiten dürfte eine Bedeutung zur Unterscheidung plutonischer und metamorpher Strukturen in den Pegmatiten zukommen. Flächige Anordnung der Biotitblättchen parallel zum Gang deutet auf plutonische Reststruktur und ist verhältnismäßig selten.

In Fig. 9 handelt es sich um einzelne Biotitblättchen, in Fig. 8 um schlierenförmige Biotitanreicherung.

Meistens sind die Biotitblättchen im Pegmatit parallel zu denen des Nebengesteines (Tonalitgneis) orientiert. Dabei dürfte es sich hauptsächlich um Einregelung im Zuge der Metamorphose handeln (Fig. 7). Kombination von plutonischer Reststruktur (Schliere) und metamorpher Regelung (Einzelblättchen) zeigt Fig. 8.

Das Verhältnis der Deformation des Nebengesteines zur Außenbegrenzung der Gänge weist auf das Bestehen mehrerer Ganggenerationen und mehrerer Deformationsphasen, somit auf ein recht kompliziertes zeitliches Geschehen hin.

So finden sich ebenflächig begrenzte diskordante Gänge in unmittelbarer Nähe von boudinierten (Fig. 11) und gefalteten (Fig. 12).

Manche diskordante Gänge verhielten sich als Härtlinge gegenüber späten Scherbewegungen im Nebengestein, welches am Rand der Gänge Schleppungen aufweist (Fig. 10). Andere machten wahrscheinlich ältere metamorphe Scherbewegungen des Nebengesteines getreulich mit und zeigen gefaltete Ränder (Abb. 4).

2.4. Granatglimmerschiefer und Migmatit der Findelserie

Über dem Tonalitgneis und teilweise mit diesem verfaltet kommen Granatglimmerschiefer mit Graphitquarzit und Migmatit vom selben Gesteinstypus wie in der Draxelserie vor.

Die Serie ist besonders im Gebiet des Vorderen Findelkarkopfes und des Findelkares einige 100 m mächtig entwickelt und darum nenne ich sie Findelserie. Ich möchte sie als Altes Dach (Großteil der entsprechenden Migmatite) und sedimentogen transgressive zentrale Schieferhülle (Granatglimmerschiefer, Graphitquarzit und zugehörige Mobilisate) der Tonalitgneisdecke deuten.

Allerdings ist die Auflagerung der Findelserie auf dem Tonalitgneis nur stellenweise erhalten. Über dem N-Teil und zwischen den nördlichen Digitationen der Tonalitgneisdecke beobachten wir eine Anschoppung der Findelserie. Im S sind nur geringfügige Reste vorhanden, die teilweise in den obersten Tonalitgneis eingewalzt wurden.

Man kann diese Sachlage tektonisch deuten: Abscherung der Schiefer im S und Anschoppung im N. Nördlich vom „Galgenbichl“ („Stausee Wastlbaueralm“) gehen die Migmatite der Findelserie in jene der Hafnerserie über. Der Hochalmgranitgneis als trennende Lage fehlt hier bzw. dürfte durch die zahlreichen kleinen, auf der geologischen Karte nicht eigens ausgeschiedenen Granitgneiskörper in den Migmatiten vertreten sein.

2.4.1. Feldgeologische und petrographische Notizen

Nahe der SW-Ecke des Kartenblattes Muhr befindet sich im obersten Teil der Tonalitgneisdecke eine 50 m mächtige Lage aus Biotitschiefer und Schachbrettalbitaugengneis. Sie zieht von der Scharte (SH. 2720 m) zwischen Vorderer und Hinterer Schwarzen Schneid nach S zum Gebiet der Kleinen Hochalm Spitze. Ihr Gesteinsbestand entspricht der typischen zentralen Schieferhülle (Biotitblasten und Schachbrettalbit wie in der Woiskenzzone des Gasteiner Gebietes). Ihre Raumlage beträgt: s: 66/18 NW, Faltenachse: 165/18 N. Kräftige Faltung zeigt an, daß diese sedimentogene Lage zugleich einen wirksamen Bewegungsteppich abgab.

Im Maltastollen sind zwischen und über den Digitationen des hangenden Lappens der Tonalitgneisdecke migmatische Bändergneise der Findelserie vorhanden. Sie enthalten von Station 7615 bis 7635 m einen mitteldünnkörnigen Granitgneis (Knaf-Oligoklas-Bio-Hgl-Qu-Gneis) mit einfachem inverszonarem Plagioklas (Kern 15, Hülle 23% An).

Darüber folgen von Station 8010 bis 9020 m Granatglimmerschiefer und Biotit-Chloritschiefer mit Lagen von Quarzit, migmatischem Bändergneis, Augengranitgneis, Aplitgneis und Pegmatit. Der Granatglimmerschiefer (Proben von den Stationen 8060 und 8122 m) erweist sich als Gran-Bio-Hgl-Chlo-Oligoklas-Qu-Schiefer. Der Oligoklas (15% An) zeigt unverlegte helizitische Einschlußzüge der übrigen Gemengteile und ist frei von Entmischungsfülle. Chlorit bildet hystero gene Großblasten. Ein granatführender Bändergneis von Station 8050 m führt Biotit und Hellglimmer mit großen Blasten von Oligoklas. Der recht massige Metapegmatit von Station 8680 m zeigt dem Orthoklas nahestehenden Knaf und viel Plag mit Fülle vom Typus B.

Zwischen Bändergneisen der Findelserie durchörtert der Maltastollen dann von Station 9020 bis 9500 m Aplit- und Granitgneise. Der biotitreiche Gneis bei Station 9100–9170 m führt Granataplitgänge wie sie auch in der Seebachzone des Gasteiner Raumes in der zentralen Schieferhülle vorkommen. Der sehr massige Plagioklas-Metaaplit bei Station 9270 m enthält Oligoklas (15 bis 16% An) mit Fülle vom Typus B. Den äußersten Abschnitt des Maltastollens bauen wiederum Bändergneis und Granatglimmerschiefer auf (Station

9500 bis zum nördlichen Mundloch bei 9663 m). Das Mundloch (heute verbaut) befindet sich unmittelbar in Granatglimmerschiefer (knapp westlich des „Galgenbichels“).

Im Gebiet des Findelkares und seiner Umrahmung stehen die Granatglimmerschiefer und Bändermigmatite mit zwischengelagerten Gneisen weithin an.

Die Granatglimmerschiefer haben folgende Hauptgemengteile: Granat, Biotit, Hellglimmer, Oligoklas (stellenweise bis Andesin), Quarz und örtlich auch Chlorit. Accessoria sind Epidot, Apatit, Opazit, Rutil und Zirkon.

Imponierende Mächtigkeit der Granatglimmerschiefer von einigen 10 m und mit Granatkristallen bis 1 cm Durchmesser findet man an der Scharte des Grates zwischen Vorderem und Mittlerem Findelkarkopf. Der Oligoklas weist hier einfach inversen Zonenbau auf (Kern 21, Hülle 32% An). Im Findelkar fallen die Granatglimmerschiefer parallel zum Hang (NE-fallende Karplatten). Anstehend fand ich sie am nördlichen Quellast des Findelkarbaches von SH. 2195 bis 2220 m (Oligoklas mit vorherrschender polysynthetischer Zwillingslamellierung nach Periklinesetz. Hystorogene Chloritblasten werden 12 mm groß); ferner in der W-Flanke des Vorderen Findelkarkopf-N-Grates in SH. 2180 m; dann zusammen mit Graphitquarzit in SH. 1960 m am Steilhang knapp nördlich des Findelkarbaches. Herr Kollege UČIK untersuchte Proben, die er am rechten Ufer des Findelkarbaches (SH. ca. 1930 m) und an der Talstufe westlich des Findelkarbaches in SH. ca. 1900 m schlug. Die zuletzt genannte Probe enthält runde und linsenförmige Epidotaggregate, die ich als Pseudomorphosen von Epidot nach Granat deuten möchte. Ferner stehen Granatglimmerschiefer am „Galgenbichel“ (Karschwelle bei dem Staudamm des Stausees nnö. Gruberkopf) und bei der Einmündung des Tälchens in den Stausee, 450 m südöstlich Schöneck an.

Westlich der Wastlbauer Alm streicht hangparallel ein 6 m mächtiger Biotitschiefer von SH. 1970 bis 2020 m durch die Bachschlucht, 250 m südlich Gruberkopf (Abfluß des dortigen Mitterkares). Der von UČIK gesammelte Biotit-Plagioklas-Quarz-Schiefer in ca. 2360 m SH. am Kamm Steinkareck – Schöneck zeigt Orthitkerne im Epidot, was in solch biotitreichem basischem Gestein eher selten ist. Ein anderes basisches Gestein (Quarzdioritgneis) wurde von UČIK in der Scharte südwestlich des Vorderen Findelkarkopfes gesammelt. Es handelt sich um Hornblende-Biotit-Oligoklas-Quarz-Gneis. Der Oligoklas hat 21% An und ist als Plag III mit Füllungstyp D entwickelt.

Schließlich verdanke ich Herrn Kollegen Dr. UČIK auch noch Proben migmatischer Bändergneise aus der Findelserie. Unruhigen nebulitischen Charakter zeigt der Migmatit aus dem Bachbett südöstlich Schöneck in SH. ca. 1700 m. Ein typischer Bändermigmatit mit Auflösung der Schieferlagen im aplitischen Ichor stammt aus SH. ca. 1900 m, nordöstlich Steinkareck. Beide Migmatitproben führen als Hauptgemengteile: Biotit, Epidot, Hellglimmer, Plagioklas und Quarz. Accessoria: Orthit mit Epidotrand, Chlorit (sekundär nach Biotit), Titanit, Opazit und Zirkon.

Östlich des Malta-Flusses fehlt die Findelserie zwischen südlichem Blattrand und Eggarter Melnik. Die Hochalm-Gneislamelle liegt unmittelbar auf Tonalitgneis.

Bei Eggarter Melnik (Schober Eisig-SW-Grat) lagern in SH. 2070 m Granatglimmerschiefer der Findelserie mit 10 m Mächtigkeit auf dem Tonalitgneis und unter dem Hochalm-Granitgneis (Abb. 19, Signatur 2; Tafel 4, Fig. 8).

Nordwestlich des Hammerleiten-Bergsturzes treten erst wieder im Ochsenkar ssö. der Kattowitzer Hütte genau über dem Tonalitgneis in SH. 2230 m aplitisch durchtränkte Biotitschiefer (5 m mächtig, ohne megaskopischen Granat) auf. Darüber liegt migmatischer

Granitgneis mit phyllonitischem Biotitschiefer. Der eigentliche Hochalm-Granitgneis scheint hier zu fehlen.

2.5. Hochalm-Kern und Hochalm-Gneislamelle

Vom Hochalm-Granitgneis-Kern finden sich nur randliche Teile in der SW-Ecke von Kartenblatt Muhr. Die ausgewalzte Hochalm-Gneislamelle läßt sich östlich des Maltaflusses vom S-Rand des Kartenblattes (unter der Loibspitze) ins Melnik- und Kühkar verfolgen. Zum Alten Dach des Hochalm-Plutons gehört ein Teil der Hafner-Migmatitserie. Die Grenze zwischen diesen Migmatiten, die zahlreiche Orthogneiskörper enthalten, und dem Hochalm-Granitgneis ist unscharf (Langkar, Wastelkar, Ochsenkar).

Der grobkörnige Granitgneis der Hochalmspitze (knapp westlich außerhalb des Kartenblattes) und der Preimelspitze bildet einen sehr gleichmäßig beschaffenen, über 1000 m mächtigen metamorphen Pluton, der im Bereich unseres Kartenblattes der Tonalitgneisdecke flach aufliegt. In den Seitentälern der Möll, bei Mallnitz (Seebachtal) und im Quellgebiet des Maltaflusses (Groß- und Kleinelendtal) wurzelt der Hochalm-Pluton in der Tiefe. Daher nenne ich ihn „Kern“ und sehe nur im S und SE, also im Raume des Kartenblattes Muhr und bei Gmünd, seine flache deckenförmige Auflagerung auf der Tonalitgneisdecke. Unter der Synklinale der Schwarzhörner (Ankogel-Synform) verbindet sich der Hochalm- mit dem Hölltor-Rotgülden-Kern (Gebiet der Elendtäler auf Kartenblatt Hofgastein).

Auf Blatt Muhr baut grobkörniger Granitgneis des Hochalm-Kernes den Winterriegel (= „Zsigmondykopf“), die Hintere Schwarze Schneid (= „Kordonspitze“), die Preimel Spitze, das Preimel Kar, den Hinteren Findelkarkopf (P. 2976), einen Stirnlappen im Maltastollen zwischen den Stationen 7320 und 7500 m sowie obertags einen Streifen südlich des Steinkarecks auf. Die Größe des Kalinatronfeldspates beschränkt sich meist auf 5 cm. Er bildet Leisten und Augen mit Karlsbader Zwillingen. Plagioklas ist ebenfalls reichlich vorhanden, tritt aber mengenmäßig gegenüber Knaf etwas zurück. Weitere Hauptgemengteile sind Biotit und Quarz; in stärker geschieferten Partien auch Hellglimmer, lüpförmig um die Feldspatäugen.

Unter dem Mikroskop (7 Gesteinsproben) erweist sich Knaf als flauer Mikroklin mit schwacher Entmischung (Faser- und Aderperthit). Nur die Augen-Zwickel und einige Grundgewebkörner weisen harte Mikroklingitterung auf. Zonare Einschlußringe aus Plagioklas und Biotit. Der Plagioklas zeigt vorwiegend Leistenform und polysynthetische Verzwillingung (Typ Plag III) mit den Füllungstypen C und B; seltener kleine xenomorphe Körner (Plag II und I). Der Anorthitgehalt wurde senkrecht X an 6 großen Körnern (Plag III) gemessen mit dem Resultat: 6, 9, 10, 15, 16 und 20% An. Es handelt sich also um Oligoalbit. An den xenomorphen Grundgewebskörnern beobachtet man mitunter inversen Zonenbau, wobei senkrecht X gemessen wurde: Kern 2, Hülle 17% An. Häufig findet man Verdrängungen des Plagioklases durch Knaf (Kalifeldspatitisation des Plag). Quarz: Xenomorph. Hypidiomorphe Tropfenquarze kommen vor allem in Knaf vor. Myrmekit ist in allen Proben vorhanden. Sogar mit freiem Auge kann man örtlich (z. B. Winterleitengrat, SH. 2900 m) die 1 mm breiten porzellanweißen Myrmekitsäume um die hellgrauen spiegelnden Kristallaugen des Groß-Knaf erkennen. Biotit (hellgelb bis rehbraun oder grünbraun) zeigt die üblichen Entmischungen (Sagenit, Titanit-, „Insekten-

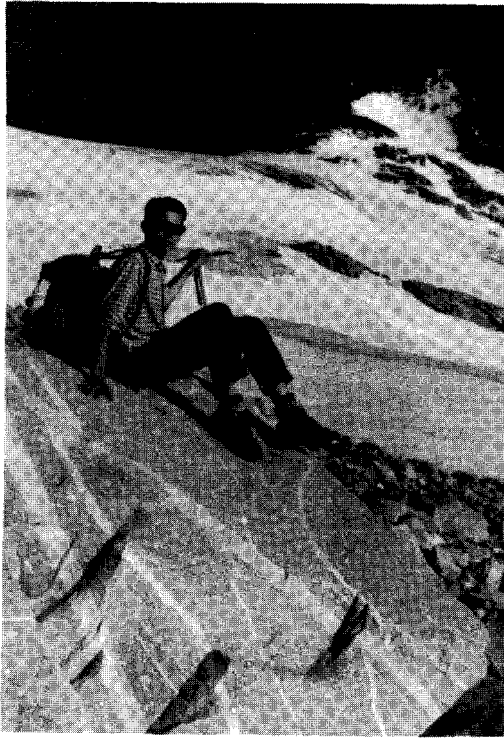


Abb. 6: Grobkörniger Hochalm-Granitgneis mit 5 cm großen Kalinatronfeldspäten und einem Netz von Aplitgängen. Block der rechten Seitenmoräne des Hochalmkeeses. Im Hintergrund die Preimelspitze.

„Opazit, Chloritisierung). Hellglimmer als Mikrolithen im Plagioklas und als Züge um die Feldspat-Augen wird dementsprechend megaskopisch hauptsächlich nur auf den s-Flächen und weniger in Längs- und Querschnitten wahrgenommen. Das Gestein liefert ausgezeichnete Präparate zur Demonstration der Hellglimmerbildung auf Kosten des Plagioklases. Man sieht Plag III-Körner, die von einem einzigen Hellglimmer-Großkorn in der Ebene des Dünnschliffes beinahe zur Gänze ausgefüllt sind (Sammelkristallisation der Hellglimmermikrolithe der Plag-Fülle). Der Hellglimmer des Gesteines ist deutlich eine metamorphe Sekundärbildung. Wie schon eingangs erwähnt, tritt er nur in stark geschieferten Gesteinsproben als Hauptgemengenteil mit auf.

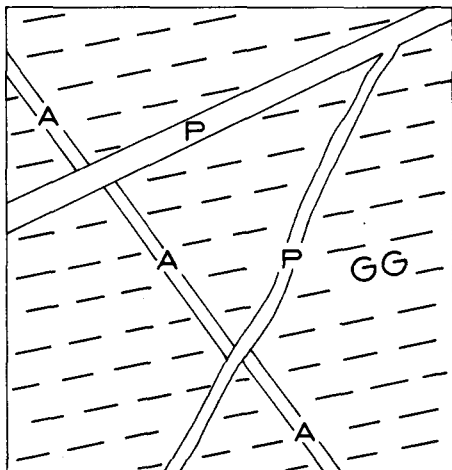
Ferner: Granat ist ein wichtiger Nebengemengenteil. Er ist entweder stofflich erhalten oder zu Epidot pseudomorphosiert (runde oder linsige Epidot-Aggregate, jeweils aus tausenden kleinen Epidotkörnern bestehend). Chlorit (sekundär nach Biotit und Granat). Apatit. Orthit (mit Epidotrand). Epidot. Titanit. Opazit. Zirkon (selten). Syngenetisches zwillingslamelliertes Karbonat (lokal beschränkt). Selten sind radioaktive Höfe in Biotit.

Der grobkörnige Hochalm-Granitgneis führt basische (dioritische) „Fisch“-Schwärme (parallel angeordnete Schollen mit Resorptionsrändern). Er wird häufig von einem Geflecht aus Aplit- und jüngeren Pegmatitgängen durchzogen (Abb. 6). Besonders gute Aufschlüsse

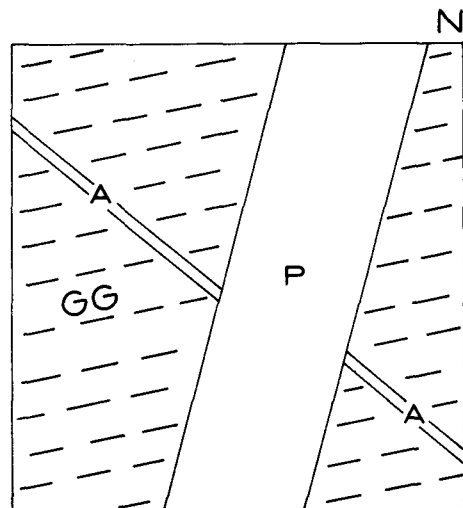
des Gangnetzes bieten die Schwarze Schneid, die Wand südwestlich des „Oberen Langbach-Sees“ (300 m südöstlich Preimelsee) und die ausgedehnten Felsplatten im Preimelkar. Aplite sind an den jüngeren, Pegmatit führenden Spalten mitunter verworfen (Abb. 7). Am Saum der Pegmatite gegen Dioritschollen finden sich 2 cm dicke Salzbänder aus rotem Granataplit.

Figur 1

S



Figur 2



0 cm 50

Abb. 7: Gänge im Hochalm-Granitgneis. Aplitgänge sind an jüngeren Pegmatitgängen verworfen. Vertikalprofile. GG = Grobkörniger Granitgneis des Hochalm-Kernes mit basischen Fischen und mit 2,5 bis 4 cm großem Kalinatronfeldspat. A = Aplit. P = Pegmatit. Fig. 1: Preimelkar SH. 2340 m, 600 m nnö. Preimel See. Fig. 2: Felswand südwestlich des „Oberen Langbach-Sees“ (300 m südöstlich Preimel See). Der Pegmatit (mit 3 cm großem Biotit) kann in der Felswand 100 m in der Vertikalen beobachtet werden und verzweigt sich nach oben.

Die mittelkörnige Randfazies des Hochalm-Granitgneises baut das Steinkareck, Gruberkopf, Schöneck, Gamsleitenskapf, Teile des Findel- und Langkars sowie die Strecke im Maltastollen zwischen den Stationen 9020–9500 m auf.

Es handelt sich um recht massigen mittelkörnigen Metagranit und Aplitgranit. Die untersuchten Proben wurden am Steinkareck gesammelt. Knaf bildet Großindividuen bis 2 cm Durchmesser und überwiegt volumetrisch meist den Plag. Dieser hat 17 bis 19% Anorthitgehalt und Füllungstypus B bis C. Der Biotit ist hellgelb bis rehbraun. Neben xenomorphem Quarz tritt Tropfenquarz als Einschluß in Knaf und Plag auf. Myrmekit.

Ferner: Wenig Hellglimmer (Mikrolithen im Plag und Scheiter am Rande der Feldspate). Chlorit (sekundär nach Biotit). Epidot. Orthit (mit Epidotrand). Titanit. Apatit. Granat. Opazit. Zirkon.

Schachbrettalbit-Augengneis befindet sich im rückwärtigen Langkar.

Das mittelkörnige Gestein der maximal 300 m mächtigen Hochalm-Gneislamelle östlich des Malta-Flusses vom südlichen Kartenrand bis zum Kühkar zeigt intensive sekundäre Deformation und niedrigthermale Rekristallisation (Kornzerfall, Schachbrettlabit). Helleglimmer tritt häufig neben Biotit als Hauptgemengteil auf.

2.5.1. Die W-Fortsetzung des Hochalm-Kernes

Da ja nur ein äußerer randlicher Teil des Hochalm-Kernes auf Kartenblatt Muhr zur Darstellung gelangt, seien zum Verständnis dieses interessanten geologischen Körpers mit dem Januskopf als teils „autochthones“ Massiv, teils Decke, – je nachdem ob man von W oder von E an den Gesteinskörper herankommt –, noch einige Beobachtungen von meinen Vergleichsbegehungen auf den Kartenblättern Obervellach (181) und Hofgastein (155) angeführt:

Der grobkörnige Hochalm-Granitgneis reicht von der Hochalmspitze nach SW über Säuleck und Große Gößspitze zur Mallnitzer Scharte, nach W in den Lassacher Winkel, wo er steil westlich einfällt und nach N zum südlichen Teil des Brunnkares. Im nördlichen Teil dieses Kares zeigt er kräftige Schieferung und wird von den mittelkörnigen migmatischen Gneisen der Hafnerserie überlagert. Im Bereich der Elendköpfe (südwestlich Preimelscharte) handelt es sich teilweise um grobkörnigen Metagranit mit bis 10 cm langen Knaf-Kristallen und mit einem bemerkswerten dichten Gangnetz von Apliten und Pegmatiten (ebenso auf der Felseninsel P. 3115 im Großelendkees). Der SE-Grat der Hochalmspitze wird von grobkörnigem Granitgneis mit deutlichem flächigem Parallelgefüge aufgebaut, der in einer Scharte auch stark gefalteten Gneisphyllonit aufweist.

E-W streichende vertikale oder bis 70° S-geneigte Klüfte zeichnen die Steinernen Mannln, die Hochalmspitze-S-Wand (Abb. 8) und den Lassacher Winkel aus.

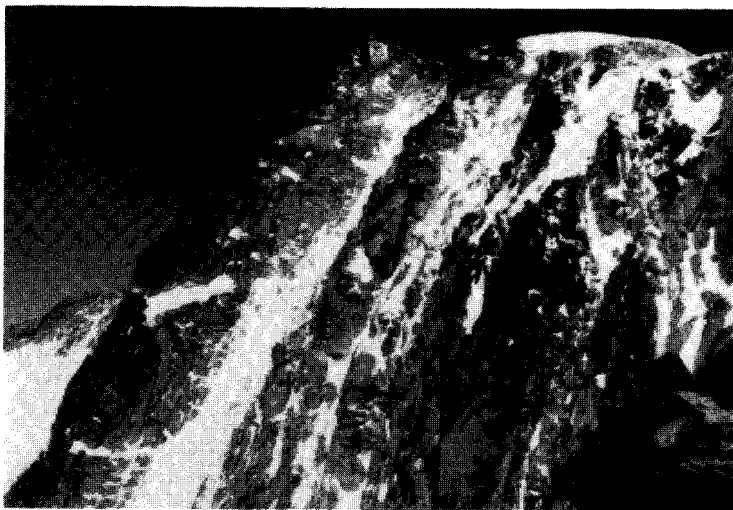


Abb. 8: Südwand der Hochalmspitze. Links die Apere (P. 3360), rechts die Schneeige Hochalmspitze (P. 3340). Grobkörniger Granitgneis mit steilen, E-W streichenden Klüften.

Auch der Hochalm-Kern mitsamt seinem Alten Dach (Teile der Hafner-Migmatitzone) dürfte von Resten einer sedimentogenen jungpaläozoischen bis jüngeren, zentralen Schieferhülle bedeckt sein. Über sie wurden Gesteine eines weiter im S beheimateten Alten Daches aus dem S aufgeschoben (Storzserie und ihre Fortsetzung im Mölltal, am Ankogel und in den Schwarzhörnern). Das entsprechende Glimmerschieferband der zentralen Schieferhülle des Hochalm-Kernes wurde von ANGEL & STABER (1942) in ihre geologische Karte eingetragen: Großfeldspitze-N-Flanke (zwischen Dösen- und Seebachtal), Celler Spitzen und Kälberspitzen (Seebachtal/Großelendtal). Vom gegenüberliegenden Hang (Celler Weg) ist das braune Schieferband in der NE-Flanke der Großfeldspitze gut zu sehen. Am Celler Weg selbst reicht der grobkörnige Hochalm-Granitgneis bis zum Schöbern. Den Granatglimmerschiefer an der Grenze zum auflagernden Amphibolit (Storz-Ankogel-Serie) findet man am Celler Weg selbst nicht aufgeschlossen. Doch soll er auf Grund der ANGEL-STABER-Karte südöstlich der Celler Spitze anstehen. Die interessanten Falten dieser Karte im Bereich nördlich und nordöstlich der Kälberspitze habe ich besichtigt. Der grobkörnige Hochalm-Granitgneis weist hier an seiner Hangendgrenze (westlich des Gletscherbaches = Quelle des Großelendbaches) postkristalline Deformation (Phyllonite) auf. Darüber folgen Glimmerschiefer, Amphibolite und Migmatite mit intensiver Faltung.

Meine vorläufige Kartierung der Schwarzhorngruppe im Maßstab 1 : 25.000 zeigt ein abweichendes Bild von der ANGEL-STABER-Karte. Nach meiner Beobachtung zieht das Glimmerschieferband im Hangenden der Hafner-Migmatite weiter und zwar in einem NE-konvexen Bogen: Vom E-Ufer des Unteren Schwarzhorn Sees bis westlich Reckenbühl. Hier biegt es in die Richtung nach W um und zieht durch den N-Sockel des Nördlichen Schwarzhornes zur Unteren Grubenkar Scharte und damit in die Seebach-Glimmerschieferzone bis Mallnitz. Ein steiles Aufragen der Glimmerschiefer kartierte ich an der Zwischenelend Scharte und am Mittleren Schwarzhorn. Die Paragneise und Amphibolite des Ankogels und der Schwarzhörner lagern als Synform über dem Glimmerschiefer und heben westlich Reckenbühl nach NE in die Luft aus. Sie erscheinen dann wieder an der N-Flanke des Hölltor-Rotgülden-Domes über der Mureckdecke als zunächst dünnes Band der Storzserie südlich der Frischinghöhe (Blatt Muhr), um sich nach E rasch zu verbreitern (Storzserie).

2.6. Hafner-Migmatitserie

Diese Migmatite bilden den Grat, der im Großen Hafner kulminiert, zwischen Großem Malteiner Sonnblick und Kalte Wand Spitze. Sie sind in den weiten Hochkaren aufgeschlossen, die kaum Vegetation tragen. Ihre Aufschlüsse gehören zu den besten Migmatitaufschlüssen in Europa außerhalb von Fenno-Skandinavien. Allerdings hat die Frische der Felsaufschlüsse in den letzten 45 Jahren infolge Rückzuges des nivalen Klimas merklich abgenommen.

Das Paläosom der Hafner-Migmatite besteht aus Amphibolit, Paragneis und nur untergeordnet Glimmerschiefer, das Neosom aus Aplitgranitgneis und vorwiegend Aplitgneis. Zahlreiche größere und kleinere Diorit-, Quarzdiorit-, Granodiorit-, Granit- und Aplitgranit-Gneiskörper sind den Migmatiten eingeschaltet. Ein meist dichtes Gangnetz durchschlägt Migmatite und Kleinplutone. Die älteren Aplit- und Pegmatitgänge zeigen meist hybriden Charakter und unscharfe Grenzen zum Nebengestein. Die jüngeren Aplit-

und Pegmatite schlagen ohne Verunreinigung und mit scharfen Grenzen durch das Nebengestein. Lamprophyre sind selten.

Die grundlegende Erkenntnis, Beschreibung, petrologische Gliederung und zumindest schematische kartenmäßige Darstellung der Hafner-Migmatitzone verdanken wir den beiden Forschern ANGEL und STABER: 1937 (Beschreibung mit Schwarz-Weiß-Fotos); 1939 (Kartenskizze p. VII, Fig. 2); 1942 (geologische Karte 1 : 50.000 mit in die Augen springender, die Genese sehr eindrucksvoll ausdrückender Bänder-, Linsen- und Strichlein-Struktur des mehrfarbigen Paläosoms im aplitgranitischen einfarbigen Neosom); 1952 (Wiederabdruck dieser Karte und Erläuterung dazu). Gute farbige Migmatitfotos aus dem Wastelkar fertigte FRIEDRICH an (EXNER 1953, Abb. 10–14).

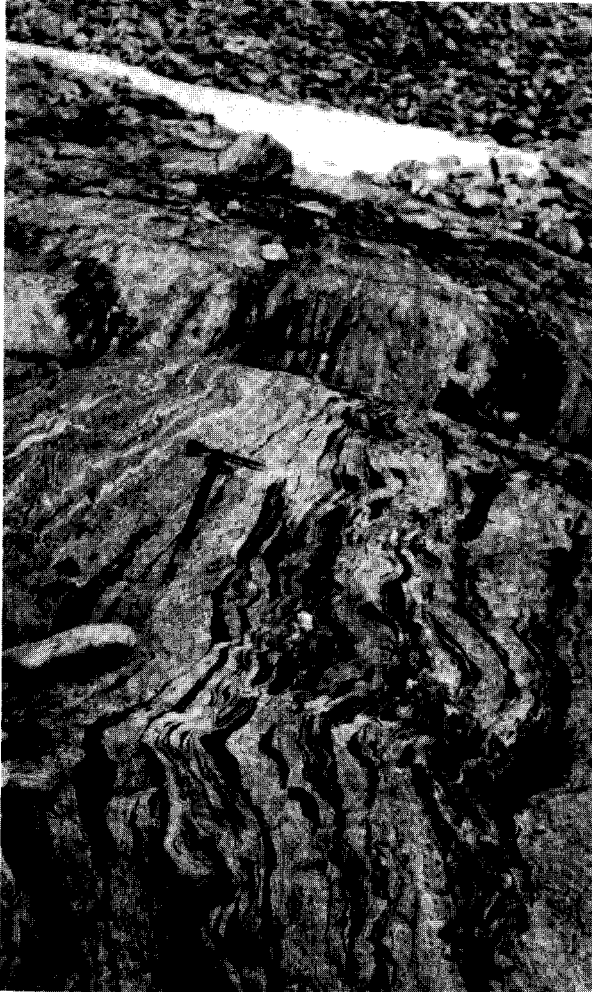


Abb. 9: Homoachbiale Phyllonitbildung. Bändermigmatit, gefaltet, steil N-fallend und teilweise zu Schollenmigmatit aufgelöst. Paläosom: Amphibolit. Neosom: Aplitgneis. Eine jüngere konforme Phyllonitzone mit Kleinfalten verläuft links vom Eispickel. Hafner-Migmatitserie. Kölnbreinkar SH. 2460 m. 1100 m wnw. Petereck.

Eine Neubearbeitung der Hafner-Migmatitserie sollte die zweifellos vorhandene Polymetamorphose berücksichtigen. Es wurden nämlich die älteren echten Migmatitstrukturen vielfach durch jüngere, nicht-migmatische Deformationen umgeprägt. Diese jüngeren Deformationen vollzogen sich im metamorphen Schwachwirkungsbereich (niedrige Temperatur) mit Wiederfaltung, Scherung, phyllonitischer Kleinfältelung und Kristallisation aus entsprechend niedrig thermalen Stoffmobilisationen, besonders mit Neubildung von Quarz, niedrigthermalen Feldspaten, Serizit, Chlorit u. a. Häufig erfolgt die junge Phyllonitisierung homoachsal (Abb. 9) zum alten Bändermigmatit. In manchen Fällen kann eine deutliche Achsen- und Flächendiskordanz zwischen jungem Phyllonit und altem Migmatit beobachtet werden (Abb. 10 und 11).

Ich selbst habe mit solchen Strukturanalysen begonnen, war aber außer Stande, sie zu vollenden. Für den nötigen, sehr aufwendigen petrologischen Arbeitseinsatz, verbunden mit großmaßstäblicher Detailkartierung stehen seit Vollendung des Kraftwerkes Malta bedeutend bequemere Zufahrts- und Unterkunftsmöglichkeiten zur Verfügung. Meinen Nachfolgern wünsche ich viel Glück zu dieser Arbeit!

Eines steht aber heute schon fest: Die Hafner-Migmatitserie besteht aus den Gesteinen des Alten Daches vom Hölltor-Rotgülden-Kern im N und Hochalm-Kern im S. Alpidisch wurden die bildsamen Migmatite vom Sockel teilweise abgeschert, intensiv gefaltet und in Form einer fächerförmigen Syncline tektonisch angeschoppt (Tafel 1). Einzelne Granatglimmerschieferzüge stellen Reste der transgressiven zentralen Schieferhülle dar. Sie sind in die Migmatite tektonisch eingezwängt.

Das „Permo-Mesozoikum“ der Silbereckserie liegt über der Hafner-Migmatitserie (Melnikar), oder ist in diese eingefaltet (Kalte Wand Spitze). Wo das Alte Dach infolge der oberkarbon-permischen Erosion verschwand, transgredierte die Silbereckserie unmit-

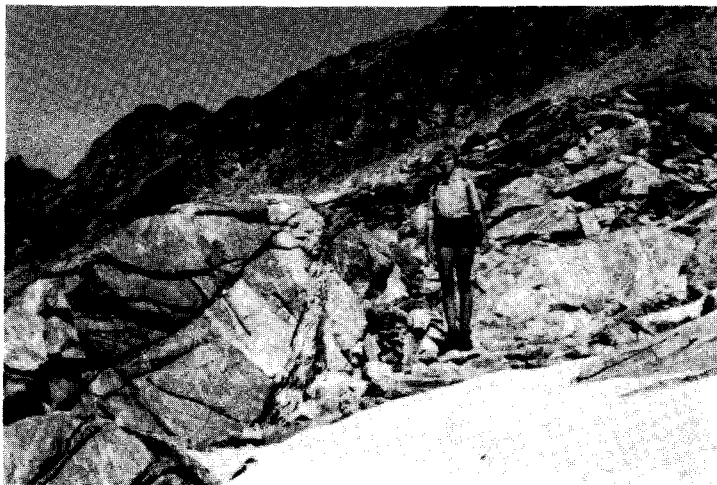


Abb. 10: Diskordante Phyllonitbildung. Bändermigmatit mit konformen Aplitgängen (N-fallend, Richtung des Hammerstieles) wird von jüngerer Phyllonitzone (S-fallend) geschnitten. Hafner-Migmatitserie. Ochsenkar, SH. 2550 m. Neben dem Touristensteig von der Kattowitz Hütte zum Großen Hafner. Im Hintergrund: Mahrschneid.

telbar auf dem Zentralgranitgneis (N-Rand des Hölltor-Rotgülden-Kernes). Eine Verbindung einzelner Glimmerschieferzüge im Gebiet der Hafner-Migmatite mit der Silbereckserie hat schon KOBER (1922, p. 223) vermutet und als Deckenscheider zwischen seiner Ankogel- und Hochalmdecke gedeutet.

In der folgenden Beschreibung streifen wir nur kurz die schon von ANGEL & STABER ausführlich behandelte Migmatitserie. Unsere Beobachtungen an den tektonisch interessanten Glimmerschieferzügen werden jedoch detailliert wiedergegeben.

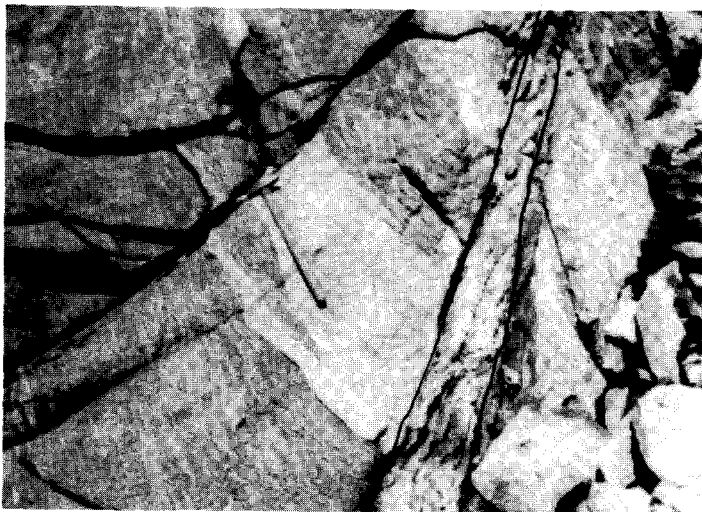


Abb. 11: Detail aus Abb. 10: Orientierung des Hornblende und Biotit führenden, aplitinjizierten, älteren Bändermigmatites: s: 105/ 73 N; Faltenachse: 105/ 12 E. Struktur der diskordanten, jüngeren Phyllonitzone: s: 122/ 45 S; Faltenachse: 50/ 22 SW. Länge des Hammerstieles beträgt 45 cm.

2.6.1. Feldgeologische und petrographische Notizen: Migmatite

Der NE-Rand der Hafner-Migmatite streicht vom Haderlingturm über den N-Grat des Kleinen Hafners zum N-Grat des Kleinen Malteiner Sonnblicks. Die steil aufgebäumten, intensiv um flache NW und WNW streichende Achsen gefalteten Migmatite bauen die steilen NE-Wände des Hauptgrates zwischen Kölnbreinspitze und Malteiner Sonnblick auf. Sie liegen mit steil SE fallenden bis vertikalen s-Flächen dem Rotgülden-Gneiskern an, bzw. sind an sekundären Scherflächen über diesen vorgeglitten.

Den bequemsten Einblick in die steile Stirnzone der intensiv gefalteten Migmatite bietet der markierte Touristensteig vom Oberen Rotgüldensee zur Wastelkarscharte (EXNER 1979, Abb. 9).

Die Bänder- und Schollenmigmatite des Haderlingkares enthalten in SH. 2490 m eine über 100 m im Streichen anhaltende und mehrere m mächtige Lage von Hornblendegarben-

schiefer. In der N-Wand des Großen Hafners sieht man das Gangnetz der die Migmatite durchschlagenden, jeweils mehrere 100 m weit verfolgbar Aplite und Pegmatite (besonders am eisfreien W-Sporn der Wand!). Neben den Bänder-, Schollen-, Ader- und Nebelmigmatiten enthält die Wand Hornblendegarbenschiefer (Hornblendeprismen 50 mm lang, 6 mm breit; Granat 7 mm Ø; Biotit 2 mm Ø; Grundgewebe: Serizit, Quarz, Feldspat), Biotitblastenschiefer vom Woiskentypus (Biotit 10 mm Ø, häufig als Querbiotit in serizitreichem Grundgewebe), mittelkörnige Amphibolite, grobkörnige Gabbroamphibolite, verschiedene Mischgneise (Ho-Gran-Bio-Aplitgneise), homogenisierte dioritische und quarzdioritische Gneise, hybride Aplitgneise mit Biotitschlieren, reine Aplitgneise und schließlich helle Albitknotenschiefer (Albitrundlinge 8 mm Ø; Biotit 2 mm Ø; serizitreiches Grundgewebe).

Die Gipfelplatte des Großen Hafners besteht aus Schachbrettalbit-Augengneis. Die Augen (fertiger Schachbrettalbit ohne Knaf-Reste) erreichen 2 cm Durchmesser. Der Plagioklas des Grundgewebes ist Albit (gemessen wurde 0% An, Fülle C und füllungsfreier Randsaum, Kornzerfall) Biotit (hellgelb bis rehbraun). Hellglimmer, Quarz.

Ferner: Epidot, Orthit mit Epidotrand, Apatit, Titanit, Opazit, Chlorit (sekundär nach Biotit) und Karbonat mit Lamellen.

Am Karschneideck-ENE-Kamm steht im Migmatit homogenisierter mittelkörniger Quarzdioritgneis an. Er läßt mit freiem Auge porzellanweißen Feldspat (Plagioklas), Quarz, Biotit und Hellglimmer erkennen.

Unter dem Mikroskop zeigt Plagioklas (27% An) große leistenförmige Individuen mit Zonenbau der Entmischung vom Kern (Füllungstyp D) über konzentrische Zonen mit Füllung C und B bis zum füllungsfreien Randsaum. Der Biotit hat Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Quarz ist xenomorph.

Ferner: Hellglimmer, Epidot, Orthit mit Epidotrand, Apatit (Einschlüsse in Biotit), Titanit, Chlorit (sekundär nach Biotit) und Karbonat (mit Lamellen).

Bemerkenswert ist das enge Aplit- und Pegmatit-Gangnetz in den Migmatiten der E-Wand des Grates Lanischeck – Großer Malteiner Sonnblick. Eine Vielfalt homogenisierter Hornblende-Biotit-Dioritgneise und Biotit-Dioritgneise steckt in den Migmatiten des Grates zwischen Kleinem und Mittlerem Sonnblick. Sie gehen aus der Mischung von Amphibolit-Paläosom und Aplit-Neosom hervor.

Die gefalteten Bändermigmatite der 600 m hohen Lanischeck-SW-Wand stehen vertikal oder fallen steil nach S; ebenso ihre Fortsetzung am Kleinen Hafner und in der S-Wand des Großen Hafners. Vom Melnik- bis zum Kölnbreinkar bilden die Migmatite einen Fächer. Sein S-Teil fällt im Küh-, Ochsen-, Wastel- und Kölnbreinkar nach N ein. Im Zuge der N-S streichenden Quersfalte der Kalte Wand Spitze teilt er sich in 2 Äste. Der eine zieht nach SW ins Langkar und Brunnkar (Blatt Hofgastein), der andere nach NW zum Sockel des Weinschnabels, zur Moritzenscharte und bis zum Unteren Schwarzsee.

Die südliche Grenze der Hafner-Migmatitserie zum Hochalm-Granitgneis und zu den Migmatiten der Findelserie ist unscharf. Hier haben im Gebiet um die „Kölnbreinsperre“ die zahlreichen künstlichen Aufschlüsse im Zuge des Kraftwerkbaues den Migmatitcharakter des Gesteines unter der Vegetationsbedeckung des Maltatales vorzüglich bloßgelegt. Es handelt sich um eine metamorphe Serie von Bänder-, Schollen-, Ader- und Nebelmigmatit mit Meterzehner-mächtigen Intrusiva von Aplitgranit und Aplit mit homogenisierten Quarzdiorit-, Granodiorit- und Plagioklasgranit-Körpern und seltenen Lamprophyrgängen. Pegmatite weisen mitunter aplitische Salbänder auf (Abb. 12).



Abb. 12: Sekundäre Verschieferung von biotitreichem Bändermigmatit und diskordantem Aplitgang (6 cm mächtig) mit Pegmatit-Salband. Das flächige Parallelgefüge des internen Biotits (innerhalb des Ganges) verläuft parallel zum flächigen Parallelgefüge des externen Biotits (im Bändermigmatit außerhalb des Ganges). Kleinfaltung der Grenzflächen des Ganges. Hafner-Migmatitserie. Hafner-SW-Grat, SH. 2730 m. 60 m nördlich P. 2757. Maßstab: Armbanduhr (links im Bilde).

Einige Gesteinsproben wurden mikroskopisch untersucht:

Migmatischer Bändergneis. Fundort: Reitkarl, Maltastraße SH. 1860 m bis 1880 m. Plag-Knaf-Bio-Qu-Gneis mit volumetrischem Vorherrschen des Plagioklases (21% An, Messung senkrecht X). Knaf ist auf die Aplitlagen (Neosom) beschränkt.

Meta-Aplitgranit. Er bildet einen 15 m mächtigen Intrusivstock (Härtlingsrücken) und beinhaltet einige migmatische Schieferlagen. Megaskopisch ist das feinkörnige helle Gestein beinahe regellos körnig und läßt kleine Schüppchen von Biotit und Hellglimmer erkennen. Fundort: Reitkarl, Maltastraße SH. 1880 m (bei Abzweigung eines alten Fahrweges nach W). Es handelt sich um Knaf-Plag-Bio-Qu-Granit. Knaf und Plag sind in gleichen volumetrischen Mengen vorhanden. Plag hat 5% An und Fülle vom Typus B. Hellglimmer ist auf Plag-Mikrolithen und einzelne Scheiter am Rande von Feldspaten beschränkt.

Meta-Aplit. Es wurden 2 Proben von folgenden Fundorten untersucht: (1) „Sonntagsboden“, heute überflutet vom Speichersee Wastlbaueralm, 15 cm dicker diskordanter Gang in Schollenmigmatit, ca. 250 m nordwestlich der Mündung des Mitterkarbaches. (2) Lagergang in Quarzdioritgneis im S-Teil des Steinbruches nordwestlich der Mündung des Kölnbreinbaches. In beiden Fällen handelt es sich um Aplitite mit Vormacht des Plagioklases. Dieser hat 3% An und Füllungstypus B. Hellglimmer tritt als Mikrolith im Plagioklas und am Rande der Feldspate, in Probe (1) auch als selbständiger Gemengteil auf. Beide Proben führen Granat.

Stark deformierter Aplitgneis (Kornzerfall; Knaif und Plag annähernd in gleichen volumetrischen Teilen vorhanden) zeichnet das Neosom der Migmatite im Hochkar westlich über den Langkarwänden aus (am W-Rand des Kartenblattes Muhr).

Quarzdioritgneis als schwarz-weiß gesprenkeltes Gestein ist an den Aufschlüssen im m-Bereich vielfach als Produkt der Homogenisierung von Paläo- und Neosom erkennbar. Den beiden untersuchten Proben fehlt Knaif. Der An-Gehalt des Plagioklases schwankt zwischen 26 und 5%. (1) Reitkarl, Maltastraße SH. 1840 m bis 1860 m, knapp nordwestlich des Mitterkar-Straßentunnel-W-Portales. Plag-Bio-Qu-Gneis. Plagioklas: 25 und 26% An, Zonenbau der Mikrolithenfülle im Plag: Kern D, mittlere Schale B, äußere Schale ungefüllt. Hellglimmer beschränkt sich auf Plag-Mikrolithen. (2) Am alten Saumweg im Maltatal bei Mündung des Kölnbreinbaches, heute überflutet. Ebenfalls Plag-Bio-Qu-Gneis, jedoch pegmatitisch durchtränkt und mit Plag von 5% Anorthitgehalt und Füllungstypus C. Hellglimmer kommt als Mikrolith in Plag und am Rande von Plag vor. Die Fortsetzung dieses Gesteines ist im südlichen Abschnitt des Steinbruches nordwestlich der Mündung des Kölnbreinbaches aufgeschlossen.

Granodioritgneis steht bei dem Mundloch des Fensterstollens zum Kölnbreinstollen am „Sonntagsboden“, 350 m ssw. Sporthotel Kölnbrein an. Knaif-Plag-Bio-Qu-Gneis mit Vormacht des Plag (Plag III-Großkörner mit Füllungstypus C). Der Hellglimmer ist auf Mikrolithen im Plag beschränkt. Apatit zeigt violetten Kern. Syngnetisches Karbonat mit Zwillingslamellen vorhanden.

Plagioklasgranitgneis steht am rechten Hang des Maltatales, flußabwärts der Kölnbreinsperre, bei dem Mundloch des Probestollens an. Auch hier handelt es sich um eine homogenisierte Partie mit unregelmäßig im Gestein verteilten Biotitaggregaten. Plagioklas (9% An, Füllungstyp B) ist in Vormacht gegenüber Knaif. Hellglimmer bildet selbständige Scheiter. Unter den Accessoria ist viel Granat vorhanden. Titanit bildet Großkristalle. Epidot weist Zonenbau mit braunem Kern auf.

Ein diskordanter Gang von metamorphem Lamprophy (Gangfloilit) durchschlägt Granodioritgneis und dessen Aplitite. Der Lamprophyrgang ist 0,6 m mächtig, streicht N 165 E/saiger und befindet sich am „Sonntagsboden“, 8 m nordwestlich des Mundloches des Fensterstollens zum Kölnbreinstollen, 350 m ssw. Sporthotel Kölnbrein. Megaskopisch läßt das Gestein 5 mm große Feldspate mit Zonenbau (graugrün gefüllter Kern und porzellanweißer Randsaum), 10 mm große Biotitaggregate und ein grünlichgrauem Grundgewebe (Epidot und Amphibol) erkennen.

Hauptgemengteile: Plagioklas (Plag. III, II und I, Kornzerfall. Mitunter lange schmale Leisten als Reste porphyrischer Einsprenglinge erhalten). Epidot (in großer Menge vorhanden. Farblos mit Zonenbau bezüglich der Auslöschung. Häufig aggregiert). Biotit (hellgelb bis rehbraun). Amphibol: Farblos bis hellgrün. Brauner Kern mit staubförmiger Fülle (Entmischung).

Ferner: Opazit und Titanit.

Denselben Mineralbestand weisen Paläosom-Schollen im Schollenmigmatit am linken Hang des Maltatales in SH. 1845 m, ca. 100 m flußabwärts der Kölnbreinsperre auf. Es handelt sich um einen boudinierten Schollenzug (eventuell ehemaliger Lagergang) mit Einzelschollen von 2 m Durchmesser. Das feinkörnige Gestein besitzt keine Einsprenglinge. Amphibol ist hier reichlicher vorhanden mit Pleochroismus von gelbgrün bis grün und mit braunem bestäubtem Kern. Der Anorthitgehalt des Plagioklases beträgt 30%.

Ein metamorpher und deformierter, 0,2 m mächtiger Lamprophy-Lagergang befindet sich im Schollenmigmatit des Kölnbreinkares in SH. 2450 bis 2490 m.

Kleine Tonalitgneis-Körper in der Hafner-Migmatitserie finden sich im Wastelkar, auf der Mahrschneid und in der Kühkarschneid-E-Flanke. Die isolierte Tonalitgneisscholle auf der Mahrschneid zwischen SH. 2380 und 2505 m bildet eine regelrechte Deckscholle auf Granatglimmerschiefer und zeigt Faltung und lokale Phyllonitisierung.

2.6.2. Granatglimmerschiefer

Sie bilden konkordante Einschaltungen zwischen und am Rande der Hafner-Migmatitserie. Eventuell handelt es sich zumindest teilweise um eingefaltete Reste der transgressiven zentralen Schieferhülle. Sie treten westlich vom Melnikkar (Hammerleiteneck-W-Flanke) bis zur Moritzen Scharte als isolierte linsenförmige Vorkommen auf. Der kontinuierlich zu verfolgende Granatglimmerschieferzug im Krumpenkar (Mahrschneid bis Mitterkar) ist allerdings 2 km lang!

Die beobachteten Vorkommen wurden auf der geologischen Karte eingetragen und seien im folgenden detailliert beschrieben, da zukünftige Strukturforschung wahrscheinlich mit Erfolg an diese Granatglimmerschieferzüge anknüpfen wird.

Hammerleiteneck-W-Flanke. Einige m mächtiger Granatglimmerschiefer an der Grenze zwischen Hochalm-Granitgneis (unten, S-Flanke der Rinne) und Hafner-Migmatitserie (oben, Wände des großen Malteiner Sonnblicks). Fundort: N-Flanke der Rinne, SH. 2470 m. Es handelt sich um Gran-Bio-Hgl-Chlo-Oligoklas-Qu-Schiefer.

Der Granat führt Einschlüsse von Opazit. Der Pleochroismus des Biotits reicht von hellgelb bis rehbraun. Oligoklas hat 21% An (Messungen von 2 Körnern senkrecht X und MP). Er bildet xenomorphe, häufig in s. gelängte, große Blasten, füllungsfrei und mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Plag III mit polysynthetischen Lamellen nach dem Periklin-Zwillingsgesetz herrscht vor. Accessoria: Epidot, Apatit, Opazit und Zirkon.

Kühkarschneid. 3 m mächtiger Granatglimmerschiefer mit 1,5 cm großem Granat, begleitet von Biotitblastenschiefer. Intensiv gefaltet. Umgeben von den Migmatiten der Hafner-Serie.

Fundort: Großer Steinmann in SH. 2552 m, am Spazierweg von der Kattowitzer Hütte. Dem Gesimse des Granatglimmerschiefers folgt ein Steig ins Kühkar. Ins Ochsenkar läßt sich der Granatglimmerschiefer mit Hilfe von Lesesteinen ein kurzes Stück nach NW verfolgen. Der Glimmerschiefer wurde von KOBER (1922, p. 223) entdeckt und als Fortsetzung der Liesermulde (= Silbereckserie) interpretiert.

Großer Hafner-SW-Grat. 2 m mächtiger Granatglimmerschiefer, den Hafner-Migmatiten eingeschaltet. Fundort: SH. 2915 m, etwa in der Synklinale des Fächers (Tafel 1).

Mahrschneid-N-Flanke. 8 m mächtiger Granatglimmerschiefer mit 3 mm großem Granat, Bio, Hellglimmer und Quarz bildet in der Steiflanke eine Falte zwischen den Migmatiten in SH. 2530 m bis 2450 m. N- und S-Schenkel der Falte laufen im Wastelkar aus. Der S-Schenkel führt hier in SH. 2400 m Granatglimmerschiefer von 10 m Mächtigkeit und mit 9 mm großem Granat.

Mahrschneid-Krumpenkar-Mitterkar. 15 bis 10 m mächtiger und 2 km langer Granatglimmerschiefer innerhalb der Hafner-Migmatite. Es handelt sich um Gran-Bio-Hgl-Qu-Schiefer mit 6 mm großem Granat. Am Grat der Mahrschneid liegt er von SH. 2580 bis 2380 m unter Tonalitgneis.

Unter Bergsturz und Moräne erreicht der Granatglimmerschiefer die Trogschulter in SH. 2285 m und zieht kontinuierlich längs des weithin sichtbaren morphologischen Gesimses durch die Krumpfen-Karwand (SH. 2240 m in der Mitte der Wand). Wo er in nordwestlicher Richtung das Krumpfenkar verläßt (SH. 2295 m), führt er ein 1 m mächtiges Quarzager und bildet einen Quellenhorizont. Nach Bergsturzbedeckung baut er im Mitterkar (SH. 2260 m) ausgedehnte Karplatten auf und verschwindet in Richtung Mitterkarbach. Seine Raumlagen betragen im Krumpfenkar s: 105-125/40-66 N, Lineation: 105/15 W; im Mitterkar s: 78/44 N, Lineation: 100/22 W.

Karschneid (Petereck-W-Grat). Granatglimmerschiefer, Hornblendegarbenschiefer, Gneisphyllonit, Albitblastenschiefer und Mylonit in muldenförmiger Position über der Hafner-Migmatitserie. Fundort: SH. 2575 m, 700 m wsw. Petereck, knapp oberhalb des markierten Touristensteiges.

Südlich Lausnock. Nur wenige m mächtiger Granatglimmerschiefer in streichender Fortsetzung des Letztgenannten. Umgeben von Biotitschiefer, Amphibolit und migmatischem Bändergneis der Hafner-Migmatitserie. Fundort: SH. 2250 m, 360 m ssw. Lausnock. Es handelt sich um Gran-Bio-Hgl-Chlo-Oligoklas-Qu-Schiefer.

Der Granat erreicht 8 mm Durchmesser. Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Der Oligoklas hat 27% An (Messung senkrecht X). Er bildet xenomorphe ungefüllte Blasten mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Plag III, II und I. Häufig sind polysynthetische Lamellen nach Periklinesetz. Accessoria: Epidot, Apatit, Opazit, Rutil und Hämatit.

Kölnbreinkar. Granatglimmerschiefer zusammen mit Biotitblastenschiefer vom Woiskentypus. Umgeben von Migmatiten. Fundort: Karplatten unter dem Kölnbreinkees, nordwestlich Petereck.

Südöstlich Moritzenscharte. Schwarzschiefer mit großen Blasten von Granat und Biotit sowie Hornblendegarbenschiefer mit 6 cm langen Hornblenden bilden das Paläosom der Hafner-Migmatitserie im Bereich Schwarzseen, Moritzenscharte und Scharte zwischen Kalter Wand und Weinschnabel. Obwohl die Schwarzschiefer jenen der Silbereckserie ähnlich sehen, gehören sie stratigraphisch einer vormigmatischen („altpaläozoischen“) Serie an. Als Paläosom von Bänder-, Schollen- und Adermigmatit sind diese Schwarzschiefer zwar generell mit SW-geneigter Faltenachse und Lineation in den herrschenden Bauplan eingeregelt. Im einzelnen gibt es jedoch zahlreiche Aufschlüsse, in denen die Schwarzschiefer-Paläosom-Schollen gegeneinander verdreht sind, wobei auch die Lineationen der einzelnen Schwarzschiefer-Schollen zueinander diskordant liegen. Diese Lineationen sind älter als die Migmatitbildung. Die Schwarzschiefer waren bereits vor der Migmatitbildung einheitlich gefaltet und wurden im Zuge der Migmatitbildung im aplitgranitischen Bad (Neosom) zerstückelt und verdreht. Sonderbar ist, daß die vor-migmatische („paläozoische“) Faltenachse der alpidischen konform verläuft. Es liegt hier ein Schlüsselgebiet für zukünftige Strukturforschungen vor!

Die N-S streichende, E-vergente Auffaltung des Hölltor-Gneiskernes auf den Rotgülden-Gneiskern erzeugt die lokale Aufschubung von Hafner-Migmatiten auf den Kalkmarmor und Bündnerschiefer der Silbereckserie der Kalte Wand Spitze. Der quer aufgeschobene Teil der Hafner-Migmatite zeigt W-fallende s-Flächen und SSW- bis SW-geneigte Faltenachsen. Längs der Linie: Unterer Schwarzsee – Moritzenscharte – Weinschnabel Westgrat – Steinbruch Kölnbrein fallen die Hafner-Migmatite unter den metamorphen Plagioklasgranit des Hölltor-Gneiskernes ein.

Nördlich der Mündung des Mitterkarbaches in den Speichersee Wastlbaueralm. Bio-Hgl-Chlo-Glimmerschiefer ohne megaskopischen Granat. Wenige mächtige Lage zwischen Biotit-Epidot-Amphibolit und Aplitgneis der Hafner-Migmatitserie. Das Schieferband ist zwischen Speichersee und S-Portal des Mitterkar-Tunnels der Maltastraße aufgeschlossen. Vor der Überflutung durch den Speichersee war es bequem neben dem Touristenweg an der Talsohle beobachtbar. Es dürfte sich um den Glimmerschiefer der „Wastlbauer-Synklinale“ KOBER's (1926, p. 47) handeln, ein vermutetes Zwischenglied zwischen Liesermulde (Silbereckserie) und Seebachschiefer bei Mallnitz.

2.6.3. Mineralreiche Glimmerschiefer

Innerhalb der Hafner-Migmatitserie treten an 3 Stellen mineralreiche, auch Karbonat führende Glimmerschiefer auf. Sie lassen auf eine lokal bunte Zusammensetzung der vormigmatischen („altpaläozoischen“) Sedimente im Gegensatz zur sonst vorherrschenden Monotonie des Paläosoms der Migmatite schließen. Allerdings dürften einige der karbonatführenden Schiefer nicht aus sedimentogenen Kalkschiefern, sondern aus basischen Gesteinen durch Phyllonitisation mit Karbonatkristallisation aus epimetamorphem Lösungsumsatz entstanden sein.

Das Vorkommen in den Migmatiten der Kalte Wand Spitze war schon ANGEL & STABER (1952, p. 81, „am Klappf NW Kölnbreinsattel“) bekannt. Ich sammelte in der Schuttrinne 150 m südwestlich des Gipfels der Kalte Wand Spitze:

Fuchsit-Kalzit-Quarz-Fels. Bildet 0,5 m dicke Schollen. Leuchtend grüner, zäher Fels. Accessorium: Epidot. Auf Grund der Untersuchung von R. HÖLL (1975, p. 92 und 110, Nr. 37) Scheelit-führend.

Fuchsit-führende Glimmerschiefer

Kleinkörniger Aktinolith-Epidot-Plagioklas-Quarz-Fels. Accessoria: Titanit, Biotit und Chlorit.

Epidot-Aktinolith-Fels. Accessorium: Titanit. In diesem Fels Knauern aus Kalzit (3 cm) und Epidotkristallen (4 cm lang, 1,2 cm breit).

Hornblendegarbenschiefer. Hauptgemengteile: Amphibol (1 cm lange Säulchen, Pleochroismus: hellgelb bis grün, poikilitische Einschlüsse der übrigen Gemengteile). Albit (5% An, Plag III, II und I. Xenomorph, ungefüllt. Einschlüsse der übrigen Gemengteile). Hellglimmer. Quarz. Accessoria: Fuchsit, Epidot, Opazit und Chlorit.

Biotit-Hellglimmer-Albit-Quarz-Schiefer. Der Albit (0% An) ist als Plag III, II und I, xenomorph mit Fülle A entwickelt. Accessorium: Epidot.

Mineralreicher Granat-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Fels mit Epidot, Opazit, Apatit, Plagioklas (Plag I und II mit Füllungstyp C), Titanit, Karbonat und Haematit.

Biotit-Oligoklas-Quarz-Gneis mit Quarz-Knollen. Genetische Interpretation: Vulkanoklastischer Paragneis.

Die linsenförmigen Knollen erweisen sich als Quarz-Einkristalle, die sich auch mikroskopisch scharf gegen das Gesteinsgrundgewebe abgrenzen und eventuell Gerölle von vulkanogenen Quarzeinsprenglingen darstellen. Sie sind linsenförmig parallel zur Lineation des Gesteins eingeschichtet, 30 mm lang, 5 mm breit und mechanisch deformiert (mikroskopische Felderteilung mit undulöser

Auslöschung). Biotit (hellgelb bis rehbraun). Oligoklas (25% An, Kleinkörner vom Typus Plag III, II, I, xenomorph und ungefüllt).

Ferner: Epidot, Apatit, Titanit und Hellglimmer.

In der Umgebung der „Kölnbreinsperre“ legten die Bau-Aufschlüsse zahlreiche Vorkommen karbonatführender Phyllonite im Verbande mit basischen Gesteinen der Hafner-Migmatitserie frei.

Nördlich des Malta-Flusses streicht ein Zug von Ankerit-führendem Bio-Hgl-Qu-Albitblastenschiefer in Begleitung von Amphibolit, Hornblendegarbenschiefer, Biotitschiefer, karbonatreichem Chloritphyllonit und Bändergneis von der Maltastraße im Tälchen 100 m südöstlich „Sporthotel Kölnbrein“ bis 120 m südlich des Sporthotels. An der linken Felseinbindung der „Kölnbreinsperre“ war karbonathaltiger Chloritschiefer (Phyllonit nach Amphibolit des Migmatits) mit Mächtigkeiten von 0,1 bis 0,3 m aufgeschlossen.

Südlich der Malta ist der Ankerit-Schieferzug am untersten und am obersten Fahrweg südlich der „Kölnbreinsperre“ gut aufgeschlossen. Der Hornblendegarben-Ankerit-Schiefer des obersten Fahrweges besitzt folgenden Mineralbestand:

Hauptmengteile: Amphibol bildet 20 mm lange Säulchen mit Pleochroismus von hell- bis dunkelgrün. Granat besitzt unverlegte Einschlußzüge aus Opazit und ist teilweise chloritisiert. Biotit (hellgelb bis braun). Hellglimmer. Chlorit (sekundär nach Granat, Amphibol und Biotit). Oligoklas hat 25% An (Messung senkrecht X). Er bildet große, füllungsfreie Plag III-Blasten (Rollo-Oligoklas) mit unverlegten Einschlußzügen von Opazit, Quarz und Hellglimmer. Karbonat mit Lamellen, megaskopisch braun anwitternd. Braust nicht mit kalter HCl. Quarz.

Ferner: Opazit und Rutil.

Seine geologische Position als Phyllonit nach basischen Gesteinen der Migmatitserie wird durch die Begleitgesteine erhärtet. Von S nach N längs des obersten Fahrweges in der steilstehenden Migmatitserie fortschreitend, wurde folgendes Profil aufgenommen:

SH. 1925 m: Schollenmigmatit. Amphibolit und Biotitschiefer bilden 3 m große Paläosomschollen mit gegenseitig verdrehtem s. Neosom: Aplitgneis.

Basischer Phyllonit mit Karbonatlagen. Raumlage: s: 110/67 S, Faltenachse: 110/20 W.

Feinschiefriger phyllonitischer Granitgneis.

Bändergneis (2,5 m mächtig).

Gneisphyllonit (1,5 m). Es handelt sich um kleingefalteten Albit-Hgl-Qu-Gneis. Accessoria: Karbonat (mit Lamellen), Biotit (hellgelb bis rehbraun) und Opazit.

Chloritführender Gneisphyllonit (2 m) mit Quarz-Karbonat-Knauern (0,6 m).

Bändergneis (3 m) mit Karbonatkauern.

Hornblendegarben-Ankerit-Schiefer (6 m) mit 1 m dicken Quarz-Karbonat-Chlorit-Knauern. Mikroskopische Beschreibung siehe oben!

Oberhalb der Felseinbindung des rechten Flügels der „Kölnbreinsperre“: Bändergneis (230 m) mit Schollen von Aktinolithfels, Amphibolit und Biotit-Chlorit-Schiefer.

Raumlage: s: 100/80 N, Lineation: 100/35 W.

Chlorit-Serizit-Gneisphyllonit (3 m) mit Quarz-Karbonat-Knauern.

SH. 1945 m, Ende des Fahrweges: Bändergneis.

In der Hafner-Migmatitserie des Großen Malteiner Sonnblicks befinden sich ähnliche karbonatführende Phyllonite innerhalb einer Gesteinsgesellschaft von Grobkornamphibolit, biotitisiertem Hornblendegarbenschiefer und mannigfaltigen biotitreichen Phylloniten. Untersucht wurde aus dem Blockschutt am Fuße der SW-Wand dieses Berges in SH. 2330 m ein Apatit-reicher Bio-Hgl-Kalzit-Qu-Schiefer.

Der Apatit zeigt Zonenbau (Kern hellbraun bis dunkelviolett, Hülle farblos) in gedrunghenen Säulen. Biotit (hellgelb bis olivgrün). Hellglimmer (postkinematisch kristallisiertes Sperrgefüge). Kalzit (mit Lamellen). Quarz.

Ferner: Epidot, Titanit und Rutil.

2.7. Hölltor-Rotgülden-Kern

Im nördlichen Bereich des Hochalm-Ankogel-Massivs bildet dieser Gneiskern einen mächtigen N-konvexen Bogen. Er zeichnet sich durch die teilweise Erhaltung voralpidischer Strukturen (NE-Steichen) aus. Das „Permo-Mesozoikum“ der Silbereckserie überlagert seinen N- und E-Rand transgressiv mit örtlicher Erhaltung der transgressiven Winkeldiskordanz.

Während der alpidischen Orogenese wurden Gneiskeile mechanisch in die Sedimentgesteine der Silbereckserie vorgetrieben. Der höchste dieser Gneiskeile entwickelte sich zu einer parautochthonen Decke (Mureck-Gneisdecke). Die Vergenz dieser Bewegungen ist N und NE. Die Wurzel der Mureck-Gneisdecke findet man entsprechend dem SE-Gefälle der regionalen Faltenachse am Kamm zwischen Liesertal und Melnikkar (Tafel 4, Fig. 4 und 6).

Am S-Rand des Hölltor-Rotgülden-Kernes blieb teilweise das Alte Dach des Granits und Migmatites erhalten (Hafner-Migmatitserie). Jedoch dürften alpidische Scherbewegungen die bildsameren Dach-Gesteine N-vergent über den granitisch-migmatischen Sockel vorgeschoben haben (Frontfalten der Hafner-Migmatite).

Vom in E-W Richtung 24 km langen in N-S Richtung 5 bis 15 km breiten Hölltor-Rotgülden-Kern (Ankogeldecke KOBER's) befindet sich nur der östliche Teil auf Kartenblatt Muhr. Eine Besonderheit bildet die N-S streichende alpidische Querfalte Lange Wand – Kalte Wand Spitze. Hier ist der westliche Teilkörper (Hölltor-Kern) über den östlichen (Rotgülden-Kern) aufgeschoben. Im Erosionsschutz dieser Querstruktur blieb das transgressive „permo-mesozoische“ Sedimentdach des Rotgülden-Kernes auf 3 km langer Strecke in N-S Richtung erhalten. Man sieht, daß hier das „permo-mesozoische“ Sedimentdach über dem metamorphen Granitdom verhältnismäßig ungestört aufliegt. Hingegen ist es in Nähe der bildsamen Hafner-Migmatite in mehrere Falten gelegt worden (Melnikkar).

Entsprechend der Querfalte fallen auch die Hafner-Migmatite im Bereich Moritzenscharte – Weinschnabel – Steinbruch Kölnbrein unter den Granitgneis des Hölltor-Kernes ein.

Petrographisch unterscheidet sich der auf Kartenblatt Muhr befindliche Teil des Hölltor-Rotgülden-Kernes vom Hauptkörper des Gebietes Gastein – Mallnitz durch Zurücktreten des kalifeldspatreichen grobkörnigen porphyrischen Gneises und Augengneises. Auf Blatt Muhr herrschen ein leukokrater mittelkörniger metamorpher Plagioklasgranit (Hölltor-Kern und W-Teil des Rotgülden-Kernes) und ein Granitgneis mit Schollenmigmatit (Mittel- und E-Teil des Rotgülden-Kernes). Für den zuerst Genannten gebrauche ich auch die etwas längere, aber petrographisch aussagekräftigere Bezeichnung: „Leukokrater mittelkörniger Granitgneis mit Vormacht des Albits“. Er begegnete uns bereits im Großarlal (geologische Karte der Umgebung von Gastein). Auch der Forellengneis gehört dazu. Den Zweitgenannten nenne ich „Granitgneis und Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden“.

2.7.1. Leukokrater mittelkörniger metamorpher Plagioklasgranit

Der sehr einheitlich beschaffene Gesteinskörper erstreckt sich auf Kartenblatt Muhr von den Talschlüssen des Mur- und Großarltales über den Kamm Weinschnabel – Marchkarscharte ins Maltatal (Hölltor-Kern). Östlich der Querfalte (Lange Wand – Kalte Wand Spitze) baut er den Großteil des Areales des Moritztales und westliche Hochkare des Rotgüldentaies auf (Rotgülden-Kern).

So wie im angrenzenden Gebiet der Umgebung von Gastein bildet der Hölltor-Kern auf Blatt Muhr eine breite halbdomeförmige Walze mit nach N und NW einfallenden s-Flächen. Im E wird er durch die sekundäre (spätpaläozoische) Querfalte begrenzt. Silbereckserie und Hafner-Migmatite fallen an dieser Querstruktur unter den Hölltor-Kern ein.

Faltenachse und Hauptlineation des Hölltorkernes streichen auf Blatt Muhr NNE bis NE. Sie neigen sich im N-Bereich flach nach N und im S-Bereich flach nach S. Die Firstlinie zieht in ESE-Richtung aus dem Gebiet des Schöderhornes zur Schmalzscharte.

Im Bereich des Moritztales (Rotgülden-Kern) herrschen ebenfalls N und NW fallende s-Flächen. Die Richtung der Faltenachsen und Hauptlineationen weisen hier größere Variabilität auf (NE, E-W, ESE).

Der ursprüngliche Plagioklasgranit wurde im N-Bereich (Großarl- und Murtal) intensiver alpidisch deformiert und rekristallisiert als im S-Bereich (Maltatal).

2.7.1.1. N-Bereich (Großarl-, Mur- und Moritzental)

Freisichtig handelt es sich um ein sehr helles (extrem leukokrates) Gestein aus Feldspat (vorwiegend Albit), Quarz und grünem (phengitischem) Hellglimmer. Korngröße unter 3 mm. Biotit bleibt klein (unter 1 mm), ist nur spärlich vorhanden, oder fehlt überhaupt. Untergeordnet kommen massige Typen vor (Metagranit). Meist ist jedoch ein flächiges Parallelgefüge vorhanden. Örtlich ist das Gestein als Forellengneis ausgebildet (Schöderhorn, Marchkareck, Murursprung, Roßkar, Haderlingspitze), wobei die phengitischen Hellglimmer zu 5 cm langen Linsen an den Spitzfalten der sich unter 30° schneidenden s-Flächen aggregiert sind (metamorphe Differentiation). Fremdgesteinsschollen und Migmatite fehlen mit wenigen Ausnahmen (Biotitschiefer). 4 Kersantit-Lagergänge wurden gefunden. Die Grenze zur Silbereckserie im N läßt Winkeldiskordanz der s-Flächen und Phyllonitisation des Gneises erkennen.

Vom leukokraten mittelkörnigen Granitgneis mit Vormacht des Albits wurden 8 Proben von folgenden Fundorten mikroskopisch untersucht: (A) Marchkareck P. 2661. (B) Roßkar, südlich P. 2375. (C) Frauennock P. 2678. (D) Frauennock-N-Flanke. (E) Lange Wand P. 2572. (F) Eckpfeiler der Langen Wand, südöstlich P. 2572. (G) Vorderer Schober-N-Grat. (H) Schrovinkar.

Diese Proben weisen folgenden Mineralbestand auf:

$Ab + Kna + Schachbretalbit + Hgl + Qu + Epi + Op \pm Bio \pm Chlo \pm Ti \pm Ap \pm Gran \pm Karb.$

Der Albit ist der volumetrisch vorherrschende Feldspat. Messungen senkrecht X ergaben 0 bis 8% An. Vorwiegend handelt es sich um Leisten von Plag III mit prachtvoller dichter Fülle vom Typus C (Kern und mitunter auch Hülle) und vom Typus B (hauptsächlich in der Hülle). Es muß sich ursprünglich um einen basischen Magmatit-

Plagioklas gehandelt haben (primär im Kern Andesin, in der Hülle Oligoklas). Modellförmig ist die Sammelkristallisation der Füllungsmikrolithen und ihre Verfrachtung zu selbständigen Epidot-Hellglimmer-Zügen in den Übergängen vom Metagranit zum Granitgneis beobachtbar, ebenso auch die Neukristallisation selbständiger Körner von Plag II und I und entsprechender Randsäume um Plag III.

Der Kalinatronfeldspat tritt mengenmäßig zurück. Er steht dem Orthoklas nahe, oder zeigt nur flau Mikroklingitterung. Sehr selten ist er hart gegittert. Karlsbader Zwillinge. Teils schwache oder fehlende perthitische Entmischung, teils Faser-, Ader- und Fleckenperthit.

In sämtlichen Proben findet sich Schachbrettalbit, teils die Übergänge aus Fleckenperthit charakteristisch demonstrierend, teils als bereits fertige Pseudomorphosen nach Knauf.

Der Hellglimmer hat megaskopisch grüne Farbe. Es dürfte sich um phengitischen Hellglimmer handeln. Der Großteil des (Fe, Mg)-Gehaltes in ehemaligen Biotiten des ursprünglichen Magmatits scheint heute in den Hellglimmern und in den braunen Kernen der Epidote zu stecken. Bei normaler Schliffdicke ist der Pleochroismus des Hellglimmers in den untersuchten Gesteinsproben kaum wahrnehmbar.

Quarz bildet als Tropfenquarz Einschlüsse (primär-magmatische Frühkristalle) in Albit und Knauf und ist ansonsten xenomorph. Es fehlt Böhmsche Streifung. Absolut fehlt in sämtlichen Gesteinsproben Myrmekit.

Ferner: Epidot (farblos bis hellgelb, häufig mit bräunlichem Kern; volumetrisch in bedeutenden Mengen; es fehlt Orthit). Opazit (sehr geringe Mengen). Biotit (hellgelb bis rehbraun; selten grünlichbraun; klein und in geringen Mengen; mitunter fehlend; keine pleochroitischen Höfe um Einschlüsse). Chlorit (wenig oder fehlend; sekundär nach Biotit). Granat kommt innerhalb der Fülle Typ C des Albits vor. Apatit (gedrungene Prismen). Karbonat (mit Zwillingslamellen, also syngenetisch bezüglich der Gesteinsmetamorphose).

Metagranit aus der S-Wand des Schwarzkarls weist Biotit als Hauptgemengteil auf. Hingegen bleibt Hellglimmer hier Nebengemengteil. Der übrige Mineralbestand entspricht dem Vorgenannten.

Es kann somit angenommen werden, daß das Gestein vor der alpidischen Metamorphose ein leukokrater mittelkörniger Plagioklasgranit war. Von der Bezeichnung „Granodiorit“ (EXNER 1957, p. 117) möchte ich heute Abstand nehmen, da der SiO_2 -Gehalt mit 72 Gewichtsprozent beträchtlich hoch ist (l. c., p. 119, Probe Nr. 7).

Eine Reihe weiterer Proben zeigt geringe Variationen des Gneises. Etwas gröberkörnige Typen weisen Feldspate mit 5 bis 10 mm Ø auf und stehen südlich des Mur Ursprunges, in der Vorderen Schober-NNE-Flanke und auf der Haderlingspitze an. Schachbrettalbit fehlt am Vorderen Schober und auf der Haderlingspitze. Myrmekit findet sich nur auf der Haderlingspitze.

Biotitschiefer treten als äußerst seltene, konkordante Fremdgesteinsschollen im Gneis auf. Ihre Mächtigkeit beträgt 2 bis 5 m (Schmalzscharte und Marchkareck-W-Grat). Die Biotitblasten erreichen 1 cm Durchmesser.

3 metamorphe Kersantit-Lagergänge fand ich auf der Marchkarschneid. Sie sind 1 bis 6 m mächtig, zeigen freisichtig gelblich-grüne Farbe (Hornblende, Epidot) mit weißen Pünktchen (Plagioklas) und 2 mm großen Biotiten.

Mikroskopiert wurde eine Probe des südlichsten Lagerganges in Seehöhe 2485 m. Hauptgemengteile: Hornblende mit reliktischem Kern (Pleochroismus farblos bis braun; dichte Fülle mit staubförmiger opaker Substanz) und jungem Anwachssaum (Pleochroismus farblos bis blaugrün). Plagioklas (kleinkörnig; Plag II und I; Füllungstyp D, oder ungefüllt). Biotit (hellgelb bis rehbraun). Epidot. Hellglimmer.

Ferner: Titanit und Ilmenit.

Der Kersantit-Lagergang in SH. 2180 m, 450 m südöstlich vom Mur Ursprung tritt in der phyllonitischen Randzone des Gneises auf und erweist sich als stärker verschiefert (Abb. 13, Fig. A).

Aplitgänge führen stellenweise Granat. Im Granitgneis unter dem Firnfeld des Machkareck-NW-Kares gibt es 6 mm dicke, diskordante und gefaltete Gängchen aus rotem Granatfels (Lesesteine in SH. 2420 m).

Die Gneisphyllonite am Rande zur Silbereckserie bestehen aus grünem (phengitischem) Hellglimmer und Quarz. Sie erreichen einige m bis deka-m Mächtigkeit. Übergänge vom Gneis zum Phyllonit führen an der Roßkarscharte Albit (8% An), Knaf (Mikroklin-Aderperthit) und wenig Epidot.

Als Übergemengteil tritt Disthen im Gneisphyllonit auf. Er bildet 15 mm lange und 4 mm breite Stengel (Fundort: SH. 2260 m, 550 m nordöstlich Schöderhorn).

Phengitischer Hellglimmer (Röntgenaufnahme und Bestimmung von Lichtbrechung und Achsenwinkel wurden freundlicherweise am Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien durchgeführt) erreicht in Quarzknuern des Gneisphyllonits Durchmesser von 15 mm. Es sind die größten Phengittafeln der östlichen Hohen Tauern. Fundort: SH. 2205 m, 500 m ö. Schöderhorn, 60 m westlich P. 2184.

2.7.1.2. S-Bereich (Maltatal)

Der leukokrate mittelkörnige metamorphe Plagioklasgranit weist im südlichen Gebiet (Maltatal) mehr Biotit, neben Albit auch stellenweise Oligoklas (17% An) und häufig Myrmekit an Stelle von Schachbrettalbit auf. Der übrige Mineralbestand entspricht dem oben genannten.

Das Gestein ist streckenweise als massiger Metagranit ausgebildet. Tropfenquarz in Plag und Knaf läßt noch die magmatogenen sägezahnartigen Korrosionsränder erkennen. Der primäre Plagioklasgranit erfuhr hier weniger Deformation und weniger epimetamorphe Rekristallisation als im N-Bereich.

Der Metagranit wurde in großen Mengen als Betonzuschlagstoff für den Bau der „Kölnbreinsperre“ abgebaut. Der gewaltige Steinbruch erstreckt sich von der Mündung des Kölnbreintales bis ca. 500 m nach NW. Ein absichtlich wegen Einsturzgefahr erzeugter künstlicher Bergsturz überdeckt heute große Teile der Steinbruchwände.

Im Bereich des Steinbruches verläuft längs des Baches östlich des Wortes „Arleiten“ die Grenze zwischen Hafner-Migmatit (Biotitgranitgneis mit basischen Fischen und diskordanten Apliten) im E und dem Metagranit des Hölltor-Kernes im westlichen Hauptteil des Steinbruches. Die Grenzzone besteht aus 5 bis 10 m mächtigem Gneisphyllonit mit Orthogneis-Walzen, Bändergneis und Glimmerschiefer. Sie streicht durch die Bachschlucht zum Weinschnabel-E-Grat.

Im Metagranit des Steinbruches kommen phengitische Bewegungszonen mit Knuern von Feldspat, Quarz und Karbonat vor. In ihrem Bereich zeigt der Metagranit unter dem

Mikroskop Zeilen aus länglichen Quarzkörnern, Ersatz der Kna-Körner durch Schachbrettalbit, Chloritisierung des Biotits und Auftreten von Karbonat mit Zwillinglamellen.

Nordwestlich des Steinbruches Kölnbrein steht längs des Güterweges in Richtung Osnabrücker Hütte der leukokrate Granitgneis des Hölltor-Kernes mit einigen phengitischen Phyllonitzonen an.

Erst westlich des Kartenblatt-Randes folgen Schollenmigmatite, die in eindrucksvollen Aufschlüssen am Güterweg bei der Mündung des Kleinellendtales zu beobachten sind und in denen weiter südlich am Güterweg (Reckenbichl) steile Faltenachsen auftreten.

2.7.2. Granitgneis und Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden

2.7.2.1. Granitgneis

An der SE-Ecke des Rotgülden-Kernes im Lieser-, Ebenlanisch- und Melnikkar herrschen Kalifeldspat-reiche, mittel- bis grobkörnige Granitgneise, die auch häufig als Kalifeldspat-Augengneise entwickelt sind. Petrographisch entsprechen sie dem „Granitgneis mit Vormacht des Kalifeldspates“ der Umgebung von Gastein. Die mikroskopisch untersuchten Proben führen teils Biotit, teils Phengit. Häufig ist Myrmekit. An seine Stelle tritt mitunter Schachbrettalbit.

Aplitgneis aus dieser Granitgneiszone ist intensiv mit Kalkmarmor der Silbereckserie gefaltet (EXNER 1939, p. 294–295, Abb. 3). Die Lokalität ist auch heute noch gut aufgeschlossen. Sie befindet sich im Kalkmarmorzug IV in SH. 2372 m, siehe Tafel 4, Fig. 3 und das Detailprofil in EXNER (1940, Fig. 13, p. 275). Der Aplitgneis der Falten im Kalkmarmor ist unverwittert und kann im Dünnschliff vorzüglich analysiert werden.

Hauptgemengteile: Kna: Xenomorph. Flau Mikroklingitterung. Schwach aderperthitisch bis perthitfrei. Hellglimmer: Postkinematische Kristallisation in Polygonalzügen um die Falten. Quarz. Myrmekit.

Ferner: Plagioklas. Opazit. Apatit. Titanit. Zirkon. Epidot. Fuchsit. Karbonat (mit Lamellen).

2.7.2.2. Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden

Dieser Gesteinskörper erstreckt sich vom Rotgüldental zum Lanisch-Seekar. Es handelt sich um einen leukokraten SE-streichenden Schollenmigmatit.

Das Paläosom des Migmatits besteht aus grobkörnigem biotitreichem Granodioritgneis (mit gabbroiden Relikten) und Biotitschiefer. Das Neosom wird von leukokratem mittelkörnigem Granitgneis und Metaaplit aufgebaut. Das Neosom macht volumetrisch den Hauptbestandteil des Gesteinskörpers aus und bedingt pralle Felswände mit hangparalleler Plattenabsonderung (z. B. Kesselwand). Nach grober Schätzung dürfte in den aufgeschlossenen Partien des Migmatitkörpers das volumetrische Verhältnis zwischen Paläo- und Neosom etwa 1 : 20 betragen.

Das Paläosom bildet rhythmisch im Neosom verteilte, zu Schollen aufgelöste Lagen in Abständen einiger m bis dm. Die meist parallelen linsenförmigen Schollen sind aber auch stellenweise rotiert und weisen dann unregelmäßige Umriss, verstellte s-Flächen und verstellte Lineationen auf (gekippte Paläosom-Schollen im Magma).

Häufig werden die Schollen des Paläosoms von Aplitadern des Neosoms kreuz und quer durchschlagen. Auch diffuse Durchdringung ehemals gabbroider Schollen kommt vor und führt zu granosyenitischen Gesteinstypen mit wahrscheinlich als Pseudomorphosen nach Hornblende zu deutenden prismatischen Biotit-Epidot-Aggregaten („Syenit“ vom Rotgüldensee nach ANGEL 1939, p. XVIII und ANGEL & STABER 1952, p. 87).

Die Grenze zum westlich anschließenden leukokraten mittelkörnigen metamorphen Plagioklasgranit (siehe oben!) verläuft im Schwarzmannkar und zwischen Hinterem Schober und Haderlingspitze. Das Neosom des Schollenmigmatites vom Typus Rotgülden ist ident mit dem metamorphen Plagioklasgranit (feldgeologische Übergänge und mikroskopischer petrographischer Befund). Der Schollenmigmatit stellt eine migmatische Randzone des Plagioklasgranit-Plutons dar. Tektonisch fällt der Rotgülden-Migmatit nach W unter den Plagioklasgranit.

Die SE-Grenze des Rotgülden-Migmatites zum Granitgneis des Lieser-Ebenlansisch-Melnikkares sowie die SW-Grenze zur Hafner-Migmatitserie habe ich noch nicht detailpetrographisch untersucht.

2.7.2.2.1 Notizen zur Petrographie

Aus dem Paläosom des Migmatits der Pichlwand wurde ein recht massiger Hornblende-gneis geschlagen. Das schwarz-weiß gesprenkelte, mittel- bis grobkörnige Gestein läßt freisichtig säulchenförmige Pseudomorphosen von Biotit und Epidot nach Hornblende erkennen.

Die Säulchen sind bis 7 mm lang und 2 bis 3 mm breit. Sie enthalten Reste grüner Hornblende. Es handelt sich um ein dem Granosyenit verwandtes Gestein, doch überwiegt Albit den Kalinatronfeldspat.

Hauptgemengteile: Albit: Leisten von Plag III, ungefüllt oder mit Fülle vom Typus A; 1% An (Messungen senkrecht X). Knauf: Großindividuen, xenomorph, dem Orthoklas nahestehend, flauwe Mikroklingitterung; fehlende oder nur äußerst schwache Perthitbildung. Biotit (hellgelb bis zart grün). Epidot (farblos).

Ferner: Hornblende (Pleochroismus von zart grün bis kräftig grün), Quarz, Myrmekit, Opazit, Hellglimmer und Karbonat (mit Lamellen).

Paläosom-Schollen aus Granosyenitgneis stehen im Steinbruch 150 m südöstlich Rotgüldensee-Hütte an. Der Steinbruch wurde in den 1950-Jahren angelegt und lieferte das Blockwerk für den Staudamm auf der Karschwelle des Unteren Rotgüldensees. Die Schollenzüge im Steinbruch stehen annähernd vertikal und streichen 120°. Die Paläosom-schollen werden arteritisch von Apliten durchschlagen und diffus vom aplitischen Neosom durchdrungen. Dementsprechend variiert die Stoffzusammensetzung der Paläosomschollen von gabbroiden Knollen zu Granodiorit-, Granosyenit- und Biotitgranitgneis.

Die granosyenitischen Partien sind mittel- bis grobkörnig, schwarz-weiß gefleckt und zeichnen sich durch annähernd rechteckig begrenzte prismatische Aggregate aus Biotit und Epidot aus. Wahrscheinlich handelt es sich um Pseudomorphosen nach Hornblende.

Hauptgemengteile: Knauf ist vorherrschender Feldspat; dem Orthoklas nahestehend; Mikroklingitterung nur am Außenrand und in tektonisch beanspruchten Zwickeln; Ader- und Fleckenperthit; prachtvoller Zonarperthit mit bis 11 Zonen ist entwickelt; zonare Einschlußringe von Plagioklas; Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingsnaht. Plagioklas (wenig; Plag III und II;

schwache Fülle vom Typ B). Schachbrettalbit (wenig). Quarz: (a) Tropfenquarz in Knaf. (b) Xenomorpher Quarz. Es fehlt Myrmekit. Biotit (farblos bis rehbraun; pleochroitische Höfe um Titanit und Zirkon) und Epidot bilden die genannten Aggregate.

Ferner: Titanit (große Individuen mit Einschlüssen von Apatit). Apatit. Hellglimmer (beschränkt auf Mikrolithen im Plagioklas), Orthit (mit Epidotsaum) und Zirkon.

Paläosom-Schollen aus grobkörnigem Granodioritgneis vom Schwarzmankar, Steinbruch bei Rotgüldeneseehütte und aus dem nördlichen Wagendröschl zeichnen sich durch Plagioklas-Vormacht, viel Biotit und Orthit aus.

Hauptgemengteile: Plagioklas, Knaf, Biotit und Quarz.

Ferner: Hellglimmer (beschränkt auf die Plagioklas und deren unmittelbare Umgebung). Apatit mit pleochroitischem Kern (nX = violett, nZ = hellbraun) und farbloser Hülle. Epidot. Orthit mit Epidotsaum. Titanit. Opazit. Zirkon. Karbonat (mit Lamellen).

Das Neosom des Migmatits vom Typus Rotgülden wurde in Proben vom Schwarzmankar, Steinbruch bei Rotgüldeneseehütte, Kesselwand und Grat ssw. Rotgüldenscharte untersucht. Durchwegs handelt es sich um Metagranit und Metaaplit mit Vormacht des Plagioklases. Biotit bleibt im NW (Schwarzmankar) ein kleiner Nebengemengteil und wird gegen SE zu einem größeren Hauptgemengteil. Im NW herrscht Schachbrettalbit. An seine Stelle tritt im SE mitunter Myrmekit.

2.7.2.3. Gneisphyllonit im Grenzbereich zur Silbereckserie

Differentielle Schwebbewegungen im Gneis verursachen Stofftransporte der metamorphen Lösungen und es entstehen, wie dies auch sonst in den Hohen Tauern üblich ist: Weißschiefer (Serizit-Quarz-Schiefer) mit Alumosilikaten (Disthen, Chloritoid, Granat, Chlorit), Biotitschiefer und Phengit-Quarz-Schiefer mit Blasten von Kalifeldspat und Albit. Besonders anfällig für die Schwebbewegungen mit kräftiger Umkristallisation sind die obersten, nur wenige m mächtigen Partien des Rotgülden-Gneiskernes unter der Silbereckserie und die in die Silbereckserie N-vergent vorgetriebenen Gneiskeile des Rotgülden-Kernes.

Wir beginnen die folgende Beschreibung mit den spektakulären mineralreichen Weißschiefern, schließen dann die Biotitschiefer an, die aus basischen Schollen des Migmatits vom Typus Rotgülden hervorgegangen sind, und beschreiben zuletzt die kontinuierlichen Übergänge vom Gneis zu Phengit-Quarz-Schiefer mit Beispielen der geologischen Detailaufschlüsse, besonders des Silbereck-Profiles.

2.7.2.3.1. Weißschiefer mit Disthen, Chloritoid, Granat und Chlorit

Der beste Fundort von Disthen in der Hafnergruppe befindet sich am Fuß der Felswand („Lieserwand“), die das Lieserkar gegen SE abschließt, in SH. 2280 m (Tafel 4, Fig. 2). Die Weißschieferlage unter dem „permo-skythischen“ Quarzit geht eindeutig aus deformiertem, pappendeckeldünn zerschertem und verquarztem Augengranitgneis des Rotgülden-Kernes hervor. Sie besteht aus Serizit-Quarz-Schiefer mit 30 mm langen und 8 mm dicken, hellgrauen bis blauen Disthenprismen und 5 mm großen stahlschwarzen Chloritoidblättchen. Die mikroskopisch farblosen Disthene sind einschlußfrei. Megaskopisch verteilen sie sich nach Art unregelmäßiger Eisblumen auf der Schieferungsfläche. Auch

die Chloritoid-Blättchen sind parallel s angeordnet. Pleochroismus: Hellgelb bis blaugrün, nur sehr wenige Einschlüsse. Accessorium: Opazit.

Der Gneiskeil nördlich des Waschganges wurde in der „Ödenlanisch-Rinne“ in SH. 2375 m lokal zu Serizit-Quarz-Schiefer mit 12 mm langen und 4 mm breiten Prismen von blauem Disthen umgeformt.

Der Gneisphyllonit an der Basis des Mureckgneises im Profil Schurfspitze-Oblitzen (Abb. 18, Fig. 1, Signatur 24) enthält Serizit-Quarzit-Lagen mit 10 mm langen und 2 mm breiten Disthen-Prismen und 5 mm großen Pyritwürfeln. Accessoria: Opazit, Epidot und Apatit.

Das prächtigste Chloritoid-Vorkommen der Hafnergruppe befindet sich im Gneisphyllonit des Rotgülden-Kernes wenige m unter der Basis der Silbereckserie. Fundort: 520 m osö. Kleiner Malteiner Sonnblick, knapp südlich des wasserscheidenden Kammes Lieser/Maltatal. Etwa 100 m westlich der Kalkmarmor-Kuppe SH. 2793 m (Tafel 4, Fig. 2). Aufgefunden von ANGEL & STABER (1952, p. 79), widmeten ANGEL & WEBER (1971) dieser Fundstelle eine monographische Bearbeitung. Es sei mir gestattet, kurz meine eigenen Beobachtungen anzufügen.

Ich sammelte und mikroskopierte hier: Serizit-Quarz-Schiefer mit 8 mm großen Chloritoidblasten (Pleochroismus: hellgelb bis blaugrün, Querchloritoide vorhanden), die als unverletzte „Augen“ lufdförmig von der serizitreichen Matrix eingerahmt werden. Gefaltete verlegte Einschlußzüge von Opazit in Chloritoid. Accessoria: Opazit, Rutil und Titanit.

Ferner: Serizit-Quarz-Schiefer mit Chloritoid (7 mm Ø, gleiche Ausbildung) und 15 mm großen Granat-Poikiloblasten (mit wirbelförmigen Einschlußzügen von Chloritoid, Serizit und Quarz). Accessorium: Opazit.

Kritik zu obiger Monographie: Chloritoid und Granat kommen sehr wohl als sich berührende Gefügegenossen zusammen vor. Das Gestein ist kein metamorphes Sediment. Es handelt sich um Gneisphyllonit im Gneis unterhalb der Silbereckserie. Staurolith habe ich nicht gefunden. Ich bezweifle, daß er vorhanden ist, da die Autoren ihn nicht überzeugend vom Epidot sondern.

Im N-Sockel der Kuppe SH. 2793 m stehen Gneisphyllonite folgender Beschaffenheit an:

Serizit-Quarz-Schiefer mit 6 mm großen Disthen- und 20 mm großen Granatblasten.

Serizit-Quarz-Schiefer mit 10 mm großen Chlorit- und 16 mm großen Granatblasten.

Serizit-Quarz-Schiefer mit 15 mm großen Granatblasten. Accessoria: Opazit, Chloritoid, Chlorit (teilweise sekundär nach Granat) und Apatit. Der Granat führt Einschlüsse von Chloritoid, Opazit, Serizit und Quarz.

In der Wurzelregion des Gneiskeiles tritt in der Bewegungsfuge westlich Waschgang Gneisphyllonit im Granitgneis auf (SH. 2665 m, 30 m südlich unter der „Ödenlanisch-Scharte“). Es handelt sich um Serizit-Quarz-Schiefer mit 8 mm großen Chloritblasten (häufig Querchlorite, mit Einschlüssen von Opazit und Titanit). Accessorium: Epidot.

2.7.2.3.2. Biotitschiefer

Serizit-Quarz-Schiefer mit 5 mm großen Biotitblasten steht 1 m mächtig an der Basis der Silbereckserie südlich des Silbereckgipfels an (Tafel 3, Signatur 2). Es handelt sich um

Biotit-Hellglimmer-Epidot-Quarz-Schiefer mit den Accessorien: Kalzit, Plag I (ungefüllt), Chlorit, Titanit und Apatit. Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis grün und ist reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Querbiotite sind häufig. Genetisch kann das Gestein als Phyllonit nach einer quarzdioritischen Scholle im Gneis interpretiert werden.

Analoge Biotitschiefer finden sich nördlich des Unteren Rotguldensees im Gneis unter der Silbereckserie und im Kühkarl in Gneiskeil 2 und 3.

Biotitschiefer mit 1,7 mm großen Kalifeldspatblasten (perthitfrei, flaue Mikroklingitterung, Einschlüsse von Biotit, Hellglimmer, Titanit und Epidot) steht im Lieserstollen bei Station 3802 m an. Vielleicht ebenfalls Phyllonit nach einer eingefalteten Gneislamelle?

Am Gipfel der Schurfspitze steckt in unmittelbarer Nähe des Gneiskeiles des Rotgülden-Kernes im angrenzenden Dolomitmarmor eine 0,1 bis 0,5 m dicke Biotitschieferlage. Hier handelt es sich um Biotit-Hellglimmer-Apatit-Kalk-Schiefer. Accessoria: Quarz und Titanit. Der Biotit weist Pleochroismus von hellgelb bis grün auf. Der Apatit ist ein Hauptgemengteil des Gesteines. Seine gedrungenen, hypidiomorphen Säulen sind 0,2 bis 0,4 mm lang. Die Genese des Gesteines ist problematisch.

2.7.2.3.3. Phengit-Quarz-Schiefer

Ganz vorzüglich sind längs der Grenze Rotgülden-Kern/Silbereckserie vom Rotgüldental bis ins Melnikkar die Übergänge von verschiefertem Granitgneis zu Phengit-Quarz-Schiefer zu studieren. Es wurden auch zahlreiche Dünnschliffe untersucht, welche die einzelnen Übergangsstadien aufzeigen. Es verschwinden zunächst die Granitfeldspate und der Biotit. Der Hellglimmer nimmt intensiv grüne Farbe an (Phengit). Als Neubildungen treten Blasten von perthitfreiem Kalifeldspat und Albit auf.

Diese Phyllonitisierung des Granitgneises zeigen sehr schön Keil 1 westlich des Rotgüldenbaches (Tafel 2, Fig. 6), ferner die Umschieferungszone an der Winkeldiskordanz östlich des Unteren Rotguldensees (Abb. 16, Profil B, Signatur 3) und die Gneiskeile des Silberecks (Tafel 3). Die Gneisphyllonite findet man an der W-Flanke der Schurfspitze, im N-Grat des Lieserkares bei P. 2426 und in Begleitung der Falten der Silbereckserie im Melnikkar.

Dabei stellen sich mit zunehmender Metamorphose in Richtung nach SE grobschuppige Gneisphyllonite mit Phengittäfelchen von mehreren mm Durchmesser ein.

Ein solcher Gneisphyllonit am Grat zwischen Eben Lanisch und Moar Eisighütte begleitet die bei P. 2517 nach oben auskeilende Silbereckserie (Tafel 4, Fig. 4). Es handelt sich um Phengit-Quarz-Schiefer mit Neubildung von Kalifeldspat und Albit.

Der Phengit weist 6 mm Durchmesser auf und ist auch als Querphengit ausgebildet. Die Kalifeldspatblasten stellen sich als perthitfreie flaue Mikrokline mit Einschlußzügen von Hellglimmer dar. Der Albit (Plag II) enthält Einschlüsse von Hellglimmer und Quarz. Xenomorpher Quarz.

Ferner: Pyrit, Apatit, Epidot, Titanit und Zirkon.

Detailstudien wurden auch an sämtlichen Gneiskeilen des Silberecks vorgenommen (Tafel 3).

Der Phengit-Granitgneis des Keils 1 geht an mehreren Stellen in grasgrünen feldspatfreien Phengitschiefer (Gneisphyllonit) über. Dieser zeichnet sich stellenweise

durch neugebildeten Kalifeldspat aus. Z. B. weist der Gneisphyllonit des Silbereck-NNW-Grates, 600 m nnw. des Gipfels folgenden Mineralbestand auf:

Hauptgemengteile: Kalifeldspat bildet 3,5 mm große xenomorphe Rundlinge. Flau bis harte Mikroklingitterung, perthitfrei. Großer Achsenwinkel, opt. negativ. Keine Zwillinge. Unverlegte Einschlüßzüge von Quarz und Hellglimmer. Der Quarz der Einschlüßzüge ist abgeplattet. Phengit (Pleochroismus von farblos bis hellgrün, Bestäubung durch Opazit). Quarz.

Ferner: Apatit und Opazit. Es fehlt Plagioklas!

Keil 2 besteht am Grat zwischen „Magnetitscharte“ und Gipfel SH. 2750 m aus augigem Phengit-Granitgneis.

Hauptgemengteile: Knaif: 0,5 cm großer Mikroklin-Aderperthit. Vormacht gegen Plag. Plagioklas: Leisten, Plag III, II und I. Füllungstyp A. Quarz. Phengit: Pleochroismus von farblos bis hellgrün. Alte Glimmerkerne sind opazitisch bestäubt.

Ferner: Apatit, Epidot, Opazit. Hystorogene Füllung einer (h00)-Kluft mit Kalzit, Quarz (idiomorph gegen Kalzit) und Chlorit. Blastomylonitische Struktur des Gesteines.

In diesem Phengit-Granitgneis des Keiles 2 findet man die Einlagerung von dunkelgraugrünem Gneisphyllonit, der wahrscheinlich aus Biotit-reichem Paläosom des ursprünglichen Migmatits hervorgegangen ist.

Hauptgemengteile: Phengit: Megaskopisch dunkelgraugrün, mikroskopisch stark pleochroitisch von farblos bis kräftig grün. Biotit: Hellgelb bis dunkelolivgrün. Quarz.

Ferner: Titanit, Apatit, Orthit (mit Epidotsaum), Opazit, Zirkon und Karbonat (mit Lamellen). Es fehlen Feldspate!

Die Kristallisation von Phengit, Biotit und Quarz überdauerte die Deformation des Gesteines. Hier findet sich der seltene Fall, daß Phengit und Biotit zusammen als Hauptgemengteile vorkommen.

Keil 3 besteht aus augigem Phengit-Granitgneis. Eine Probe vom Gipfel SH. 2750 m gibt sich als deformierter Abkömmling des Neosoms des Rotgülden-Migmatits zu erkennen.

Hauptgemengteile: Plagioklas in Vormacht. Leistenform. Plag III, II und I. Füllungstypen C und B. Knaif (Flauer Mikroklin, Aderperthit, Karlsbader Zwillinge). Schachbrettalbit. Quarz. Phengit (Pleochroismus von farblos bis hellgrün).

Ferner: Epidot, Apatit, Orthit (mit Epidotsaum), Chlorit, Opazit.

Keil 4 besteht aus Phengit-Granitgneis mit bis 2 cm großen Knaif-Augen.

Der Mureckgneis des Ochsenkopfes bis zum Murtal ist den Gneiskeilen petrographisch analog beschaffen und wurde bereits beschrieben (EXNER 1971 a, p. 20–22).

3. Silbereckserie

Die Silbereckserie bildet die autochthon auf dem Gneis des Hölltor-Rotgülden-Kernes auflagernde Schieferhülle wahrscheinlich permo-mesozoischen Sedimentationsalters. Ihrer verhältnismäßig tiefen tektonischen Lage im Alpenbau entsprechend, zeigt sie insgesamt einen stärkeren Metamorphosegrad als die periphere Tauernschieferhülle. Ihr Metamorphosegrad nimmt von N nach S zu. Trotzdem sind die für das „Permo-Meozoikum“ des Penninikums charakteristischen Schichtglieder größtenteils in ihr erkennbar („Permo-Trias“ und Bündnerschiefer).

Indem ich große Dolomitzkörper („Trias“) im geologischen Verband des Kalkmarmors (Silbereckmarmors) in den 1960-Jahren auffand, ergab sich für mich ein Umdenken

bezüglich der stratigraphischen Interpretation des Silbereckmarmors. Auf Grund des feldgeologischen Verbandes möchte ich ihn heute der „Trias“ zuordnen.

Für seine Fortsetzung im Umgebungsgebiet von Gastein („Angertalmarmor“) nahm ich Oberjura-Alter (EXNER 1957, p. 153) mit stratigraphischem Vergleich zum Hochstegenkalk mit *Perisphinctes spec.* an. Davon bin ich heute nicht mehr überzeugt. Ich vermute, daß Silbereck- und Angertalmarmor triadisches Sedimentationsalter besitzen. Diese meine derzeitige Interpretation paßt nicht in die gegenwärtigen Ostalpen-Synthesen. Man muß es der Zukunft überlassen, aus diesem Dilemma einen Ausweg zu finden.

3.1. Gesteine und Schichtfolge

3.1.0.1. Geröllquarzit („Perm“)

Zu Linsen deformierte Gerölle von Quarz, Phyllit und Aplitgneis mit Durchmessern von einigen cm bis 0,5 m in Matrix aus Phengit-Mikroclin-Arkosequarzit. Mächtigkeit: 1 bis 20 m. Accessoria in der Matrix: Plagioklas, Apatit, Epidot, Opazit, Titanit und Zirkon. Vorkommen: An der Transgressionsdiskordanz der Silbereck-NW-Flanke (Abb. 16).

Eindeutige Quarzgerölle gibt es auch im Quarzit des Altenbergtales und der E-Begrenzung des Lieserkares.

Undeutliche Quarzgerölle mit unscharfen Grenzen zu Quarz-Mobilisaten (Quarzknuern) zeichnen den grobschuppigen grasgrünen Phengit-Quarzit am Silbereck-NE-Grat aus (Taf. 3, Signaturen 19, 20 und 22).

Lokale metasomatische Vererzung (Magnetit, Kalzit, Epidot, Fuchsit) tritt im Geröllquarzit der Silbereck-NW-Flanke in SH. 2120 und 2170–2180 m auf.

3.1.0.2. Graphitquarzit („? Oberkarbon – Perm“)

Kleinkörniges dunkles Gestein mit freisichtig erkennbarem Serizit und mit farblosen Quarzadern. Stratigraphisch im Verbande mit „permoskythischem“ Quarzit, mitunter deutlich diesen unterlagernd (z. B. am Kleinen Malteiner Sonnblick – SE-Grat). Mächtigkeit: Wenige m. Mikroskopisch tritt die opake Substanz teils in selbständigen Lagen, teils als feine Einschlüsse in Hellglimmer auf. Beobachtete Accessoria: Titanit, Hämatit und Apatit. Lithologisch ähnliche Graphitquarzitlagen finden sich auch im Verbande der Bündnerschiefer.

3.1.0.3. Arkosequarzit und Quarzit (Typus: Lantschfeldquarzit). „Permo-Skyth“

Weitverbreitetes Schichtglied der Silbereckserie. Maximale Mächtigkeit: 40 m. Petrographisch sind feldspatführende und -freie Phengit-Quarzite und meist feldspatfreie Serizit-Quarzite zu unterscheiden.

Feldspatführender Phengit-Quarzit führt meist Kalifeldspat (z. B. Vorderer Schober-N-

Grat). Schwierig ist mitunter eine Abgrenzung zu benachbartem Gneisphyllonit.

So enthält der grobschuppige dunkelgrüne Phengit-Quarzit der Kuppe P. 2426 der Lieserkar-W-Wand neben Kalifeldspat auch Albit (1% An) und Biotit. Der Albit bildet Blasten mit unverlegten Einschlußzügen von Phengit, Biotit und Quarz. Bemerkenswert ist das hier realisierte, allgemein seltene Zusammenvorkommen von Phengit (2 mm Ø) und Biotit (1 mm Ø). Accessoria: Opazit und Apatit.

Feldspatfreier Phengit-Quarzit. Das Gestein besitzt grasgrüne bis dunkelgrüne Farbe. Der Phengit ist im W (Murtörl bis Rotgüldental) meist feinschuppig; im SE (Silberek bis Maltatal) grobschuppig (bis 5 mm Ø). Accessoria: Titanit, Epidot, Opazit und Apatit. Als Nebengemengteile treten Magnetit (5 mm Ø am Kleinen Törl südlich Murtörl; 8 mm Ø am Ochsenkopf, Tafel 3, Signatur 40) und selten Biotit (1 mm Ø auf der Seeleiten des Rotgüldentales in SH. 1860 m) auf.

Serizit-Quarzit ist meist feldspatfrei und farblos. Accessoria: Epidot, Opazit, Apatit und Zirkon. Als Nebengemengteile finden sich im W große Blasten von Chlorit (10 mm Ø osö. Schöderhorn) und Pyrit (4 mm Ø an der Basis der Rauhwacke in der Scharte zwischen Vorderem Schober und Mannsitz); im SE Granat (17 mm Ø in SH. 1690 m, knapp östlich des Lieserfalles), Turmalin und Magnetit (Kleiner Sonnblick-SE-Grat).

Wo Serizit-Quarzit an Hämatit/Magnetit-vererzten Kalkmarmor angrenzt, wird er von Quarzknuern mit 10 mm großen plattgedrückten Magnetitkristallen durchzogen (Silberek-NE-Grat, Tafel 3, Signatur 17 a).

Eine derartige Stellung nimmt hier der benachbarte Chloritoid-Serizit-Quarz-Schiefer ein (Tafel 3, Signaturen 17 c und e): Der Chloritoid bildet im farblosen Gestein (Weißschiefer) zahlreiche 1 bis 3 mm große Blasten mit Einschlüssen von Quarz und Opazit. Besonders die Quer-Chloritoide sind postkristallin deformiert. Accessoria: Opazit, Epidot und Chlorit. Der Gesteinshabitus entspricht dem der chloritoidreichen Gneisphyllonite. Es könnte sich um deformierte und phyllonitisierte Gneisspäne im umgebenden „Permo-Skyth-Quarzit“ handeln.

3.1.0.4. Rauhwacke („Trias“)

Mächtigkeit beträgt 1 m. Nur in Spuren vorhanden zwischen Quarzit und Dolomit/ Kalkmarmor. Mitunter reich an Fuchsit. Beste Entwicklung in der Scharte zwischen Vorderem Schober und Mannsitz.

3.1.0.5. Dolomit und Dolomitmarmor („Trias“)

Die geologische Neuaufnahme durch den Verfasser erbrachte die Erkenntnis, daß dieses Gestein sehr wesentlich am Aufbau der Silberekserie beteiligt ist und in vielfach zusammenhängenden Zügen vom Mur Ursprung bis ins Maltatal verfolgt werden kann. Wenig metamorpher grauer Dolomit findet sich selten (z. B. Kühkarl nördlich vom Silberek). Man sieht aber bereits auch in ihm farblose Dolomit-Mobilisate, die zu sekundärem feinkörnigem farblosem Dolomitmarmor übergehen. Dieser ist für die Silberekserie charakteristisch. Wie die Übergänge zeigen, ging er durch Umkristallisation und Pigmentverlust (Oxidation während der Metamorphose) aus dem grauen Dolomit

hervor. Der fein- bis zuckerkörnige farblose Dolomitmarmor (im folgenden kurz als „Dolomit“ bezeichnet) braust nicht oder nur schwach mit kalter HCl. Seine primäre Mächtigkeit beträgt mehrere deka-m. Tektonische Anschoppung bis 200 m (Rotgüldental), oder Ausdünnung zu dm-Lamellen (im Zuge der Gleittektonik im oberen Teil der Silbereckserie) kommen vor.

Mikroskopisch handelt es sich um runde, nicht lamellierte Dolomitmörner mit durchschnittlich 0,07 mm Durchmesser. Accessoria: Hellglimmer, Quarz und selten Chlorit. Die Quarzkörner sind häufig nicht undulös. Sie weisen Lamellen parallel (0001) auf. Als große Nebengemengteile kommen vor: Tremolith (megaskopisch hellgrüne bis dunkelgrüne, mehrere cm lange Säulchen, wie „Eisblumen“ die s-Flächen divergentstrahlig bedeckend; Pleochroismus farblos bis hellgrün; Auftreten vorwiegend im SE-Teil der Silbereckserie, z. B. Schurfspitze, Lieserkar und Melnikar), Epidot (0,5 mm Ø, Pleochroismus farblos bis gelbgrün, z. B. Rotgüldental und Lieserkar), Magnetit (Seeleiten im Rotgüldental, rosa Anwitterung des Dolomits), Phlogopit (10 mm lange braune Tafeln, Pleochroismus farblos bis hellgelb, z. B. Schurfspitze-N-Flanke, Lieserkar-E-Wand) und Fuchsit zusammen mit Serizit in geschiefertem Dolomit (z. B. SH. 1725 m östlich Lieserfall).

Als Reaktionsprodukt zwischen leukokrater Granitgneis und Dolomit stellt sich Epidosit in SH. 2320 m, onö. Schöderhorn ein. Es handelt sich um Hellglimmer-Quarz-Epidot-Schiefer mit den Accessoria: Chlorit, Opazit und Ilmenit.

Andere Grobmengungen von Granit/Aplit-Gneis und Dolomitmarmor vollziehen sich ohne Kalksilikatbildung. Der Dolomitmarmor wird am Kontakt grobkörnig und führt neben Dolomit als Hauptgemengteile: Knaf (xenomorph, flaue Mikroklingitterung, schwach aderperthitisch), Plag (Typ Plag II und I, Füllungstyp A und B), Quarz, Hellglimmer und als Accessorium: Opazit. Der Granitgneis liegt in der Grobmengung als Gneissphyllonit vor (Hauptgemengteile: Phengit und Quarz; Accessoria: Epidot, Apatit und Opazit). Dieses untersuchte Beispiel befindet sich in SH. 2400 m, nördlich des „Moar Eisig Sees“.

In anderen Grobmengungen bleibt der mit dem Dolomitmarmor verwalzte Granitgneis recht massig und behält seinen wesentlichen Mineralbestand. Jedoch weist er Phengit als einzigen Glimmer, Schachbrettalbit neben Plag und Knaf und als accessorischen Gemengteil auch Karbonat auf. Untersuchtes Beispiel: Felsrücken zwischen nördlichem und südlichem Wagendrischl in SH. 2380 m.

Die eingewalzten und boudinierten Gneisschollen im Dolomitmarmor der Schurfspitze-W-Wand bestehen aus deformiertem Knaf-Albit-Hellglimmer-Quarz-Gneis mit den Accessorien: Dolomit, Biotit (Pleochroismus von farblos bis hellbraun), Apatit und Zirkon. Der Kalinatronfeldspat bildet deformierte Großindividuen von Mikroklin-Aderperthit. Albit baut xenomorphe Großkörner vom Typus Plag III, II, I und mit Fülle A auf.

3.1.0.6. Kalkmarmor („Trias“)

Der dunkelgraue bituminöse Kalkmarmor bleibt in der Regel feinkörnig. Häufig weist er Bänderung mit Scherfaltung auf (Verdickung der Faltenscheitel). Extrem feinkörnige schwarze Kalke führen reichlich kohlige Substanz, die bei der Metamorphose die Sammelkristallisation hemmte (z. B. Schurfspitze). Der farblose Kalkmarmor erweist sich

stets als grobkörnig und zeigt ebenfalls prächtige Scherfalten. Er geht durch Zunahme der Metamorphose aus dem Grauen hervor und herrscht im SE. Die primäre Mächtigkeit des Kalkmarmors beträgt mehrere deka-m. Tektonische Anschoppungen und Ausdünnungen erfolgen analog denen des Dolomitmarmors.

Mikroskopisch ist der Kalzit lamelliert. Mitunter enthält er Einschlüsse graphitischer Substanz. Unreine Kalkmarmore führen Quarz und Hellglimmer. Nebengemengteile werden gebildet von Tremolith (z. B. 30 mm lange Säulen, Rotgüldental, Schurfspitze, Melnikkar), Phlogopit (braune Blättchen mit 1 mm Ø im Lieserstollen bei Station 5340 m), Fuchsit (z. B. 5 mm Ø im Melnikkar und Loibspitze-W-Flanke) und Pyrit (z. B. 4 mm Ø im Rotgüldental). Beobachtete Accessoria: Epidot, Apatit, Titanit, Rutil, Ilmenit, Opazit, Zirkon und Chlorit. Ein Biotit-ähnliches Schichtsilikat (hohe Interferenzfarbe, gerade Auslöschung, Pleochroismus von farblos bis hellgrün) wurde nicht näher bestimmt. Es bildet megaskopisch matt grüne (nicht leuchtend chromgrüne) 10 mm lange Blättchen im Kalkmarmor des Wandzuges südlich der Lippbauernhütte (Lippkar).

Mehrere, im einzelnen bis 10 cm dicke Magnetitlagen finden sich in unverritztem Zustande im Kalkmarmor des Silbereck-NE-Grates, teilweise zusammen mit Kalksilikatfels (Tafel 3, Signaturen 16 und 25 b). Der Kalksilikatfels (beschränkt auf Signatur 25 b) dürfte ein Reaktionsprodukt zur nahen Granitgneislamelle (Signatur 23) darstellen. Er besteht aus den Hauptgemengteilen: Grüner Amphibol (Pleochroismus von hellgelb über blaugrün bis grün), Kalzit, Quarz, Magnetit und den Accessorien: Epidot und Chlorit. Magnetit ist auch außerhalb des Kalksilikatfelses angereichert, bildet im Kalkmarmor teilweise idiomorphe, bis 8 mm große Körner und kommt ebenfalls im benachbarten Quarzit (Signatur 17 a) vor. Er tritt in Form großer Blasten im Kalkmarmor, Quarzit und Kalksilikatfels auf. Ich vermute, daß er sich metasomatisch gebildet hat. Erzmikroskopisch untersuchte dankenswerter Weise Herr Prof. Dr. W. TUFAR im Jahre 1964 einige Proben, die ich ihm von den Gesteinslagen der Signaturen 16 und 25 b übergab, mit dem Ergebnis der Zusammensetzung der Erzminerale: Vorwiegend Magnetit, dazu Hämatit, teilweise sekundär nach Magnetit. Sehr untergeordnet treten in einem Anschliff auch Pyrit und Kupferkies auf; ferner als sekundäre Bildung: Nadeleisenerz.

Das 5 bis 10 cm mächtige Kalksilikat-Reaktionsgestein zwischen Quarzit (unten) und Kalkmarmor (oben) des Erosionsrestes der Silbereckserie am SE-Grat des Kleinen Malteiner Sonnblicks ist ein schwerer, dunkel- bis giftgrüner, Epidot-Chlorit-Quarz-Schiefer mit den Accessorien: Titanit, Opazit und Hellglimmer. Der Epidot bildet 2 cm lange Säulchen mit Pistazitkern (Pleochroismus: farblos bis braun), farblosem Randsaum und mit unverlegten Einschlüßzügen von Opazit. Die Chloritblasten erreichen 1 cm Ø.

Feldspatführende Kalkmarmore finden sich in den Bereichen mechanischer Durchdringungen von Gneisen und Kalkmarmor, wobei der metamorphe Lösungsumsatz Mischgesteine erzeugte.

Hierher gehört der grobkörnige Knaf-Zoisit-Hellglimmer-Quarz-Kalkmarmor in der Felsrinne der SW-Wand der Kalte Wand Spitze (Querfalte im Gneis) mit den Accessorien: Plag, Titanit und Zirkon. Der Kalifeldspat erweist sich als xenomorphe, schwach mikroklingegitterte, perthitfreie Neubildung mit mittelgroßem Achsenwinkel und mit Myrmekit.

Im Plölitzen-Wasserkraftstollen beobachtete ich unter dem Mureckgneis Hellglimmer- und Quarz-reichen, graphitischen Bänderkalkmarmor mit großen Blasten von Kalifeldspat und Albit. Accessorium: Rutil. Die 2 mm großen xenomorphen Kalifeldspatblasten sind

perthitfreie Neubildungen mit Mikroklitterung. Sie führen unverlegte, gefaltete Einschlußzüge von graphitischer Substanz, Hellglimmer und Quarz. Die 1,4 mm großen Albitblasten (Rundlinge vom Typus Plag I) enthalten ebenfalls Einschlußzüge von graphitischer Substanz. An der Grenze zum Kalzit weisen Albit und Quarz stellenweise Idiomorphie auf.

Im Melnikkar kommt es an vielen Stellen zu einer so innigen Mischgesteinsbildung zwischen Gneis und Kalkmarmor, so daß im Grenzbereich beider Medien „Kalkgneise“ als Feldspat-Kalzit-Quarz-Gesteine mit mehr oder weniger Hellglimmer ausgebildet sind. Zusätzlich zu der schon von EXNER (1953, p. 426, 428, Abb. 8) mitgeteilten Untersuchung, wurden noch zahlreiche andere Proben von mir gesammelt und mikroskopiert. Es handelt sich um phyllonitischen Granitgneis, Migmatitgneis, Knaf-Albit-Aplitgneis und Albit-Aplitgneis, die mit dem Kalkmarmor vermischt sind. Ferner: Albit-Schachbrettalbit-Biotit-Hellglimmer-Kalkmarmor.

Auch im Lieserstollen (Station 5154 m) tritt unter dem Melnikkar das Mischgestein auf: Knaf-Kalzit-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Gneis. Die Plagioklase der Mischgesteinsproben im Melnikkar erwiesen sich durchwegs als Albit mit 0 bis 10% An (12 gemessene Körner) vom Typus Plag III, II, I, Fülle B und A oder ungefüllt. Selten beobachtet wurde Fülle C. Der Kalinatronfeldspat steht teilweise noch dem Orthoklas nahe, häufiger handelt es sich um Mikroklin-Aderperthit. Myrmekit kommt vor, Schachbrettalbit fehlt. Quarz und Feldspate sind häufig idiomorph gegen Kalzit entwickelt. Der syngenetische Kalzit bildet große lamellierte Körner. Später bildet sich ein feinkörniges Kalzit-Gewebe, das in sekundäre Klüftchen der Feldspate eindringt und als winzige Flitter den Randsaum der Feldspate okkupiert. Nebengemengteile: Hellglimmer und Biotit (Pleochroismus von farblos bis hellbraun). Beobachtete Accessoria: Graphitische Substanz, Chlorit, Epidot, Titanit, Rutil, opakes Erz, Apatit und Zirkon.

3.1.0.7. Dolomitbreccie („Lias“)

Graue Dolomitlinsen mit hellgelber bis ockerbrauner Anwitterung in Matrix aus Kalkschiefer oder Karbonatquarzit. Die Dolomitlinsen sind in Richtung der Hauptlineation der Gesteinsgemengteile gestreckt. Sie erreichen maximal 1,5 m Länge und 5 cm Dicke. Häufig sind sie 5 bis 15 cm lang und 0,5 bis 1 cm dick. Dazwischen finden sich dünne, mehrere m weit anhaltende Dolomitlagen, die durch Sedimentation von Dolomitsand entstanden sind. In manchen Fällen gibt es Konvergenzen zwischen gestreckten Dolomitbruchstücken, Dolomitgeröllen und boudinierten Dolomitsandlagen.

Die Dolomitbreccie ist ein wichtiges Schichtglied der Bündnerschiefer der Silbereckserie und findet sich vom Moritzental bis zur Loibspitze-W-Flanke im Maltatal.

Stratigraphisch dürfte die Dolomitbreccie dem unteren Teil der Bündnerschiefer angehören. Die primäre Mächtigkeit der Breccie beträgt wenige m bis etwa 50 m (Salzkopf-N-Flanke), wobei innerhalb der Breccie dolomitreiche und -arme Lagen wechseln.

Bezüglich ihrer petrographischen Beschaffenheit gleicht die Dolomitbreccie durchaus den entsprechenden Dolomitbreccien in der peripheren Schieferhülle des östlichen Tauernfensters. Auf die Bedeutung von Dolomitsand (feiner Dolomitdetritus) für die Entstehung dünner Dolomitlagen in den Breccien hat mich auf gemeinsamer Exkursion im

Silbereckgebiet dankenswerter Weise Herr Professor FRISCH (1976, p. 15; 1980, p. 59, 61) hingewiesen.

Die mikroskopische Untersuchung von karbonatquarzitischer Matrix der Dolomitbreccie ergab keine nennenswerte Abweichung vom Mineralbestand der Karbonatquarzite der Silbereckserie. Z. B. in der Breccie in SH. 2060 m, 630 m ssw. Lippbauernhütte, besteht die karbonatquarzitische Matrix aus: Quarz, Karbonat mit Lamellen, Hellglimmer, Chlorit und aus den Accessorien: Opazit, Turmalin und Rutil.

3.1.0.8. Karbonatquarzit („Lias“ und „Dogger“)

Ein im stratigraphisch unteren Bereich der Bündnerschiefer der Silbereckserie weit verbreitetes, ziemlich kompaktes, hellgrünes bis farbloses, häufig braun und porös anwitterndes Schiefergestein mit den Hauptgemengteilen: Kalzit, Quarz und Hellglimmer. Das während der Metamorphose reaktionsfreudige Gestein enthält stellenweise als Nebengemengteile große Blasten von Granat, Plagioklas (Albit im Murtal; Oligoklas im Lieser- und Maltatal), Chlorit, Fuchsit, Ankerit, Magnetit und Pyrit. Beobachtete Accessoria: Epidot, graphitische Substanz, Titanit, Rutil, Apatit, Turmalin und im Maltatal auch Biotit (Winkelwand-SW-Grat in SH. 2390 m). Die Mächtigkeit der Karbonatquarzitlagen beträgt mehrere deka-m.

Die Granatblasten erreichen 7 mm Ø und enthalten gerade oder gekrümmte, unverlegte oder verlegte Einschlußzüge der übrigen Gemengteile. Die Blasten von Chlorit erreichen 10 mm, Pyrit 7 mm und Magnetit 2 mm Ø. Die Feldspat-Blasten stellen sich im Karbonatquarzit im Einzugsbereich des Murtales als bis 3 mm große Albitrundlinge (0% An, Typus Plag I und II) mit unverlegten gekrümmten Einschlußzügen von Hellglimmer, Quarz und der übrigen Gemengteile dar. Mit Zunahme der Metamorphose nach SE werden sie durch Oligoklas-Blasten ersetzt. Und zwar handelt es sich um Rollo-Oligoklas mit polysynthetischen Zwillingslamellen vorwiegend nach dem Periklingesetz. Beispiele dafür sind:

Karbonatquarzit mit Oligoklasblasten. Fundort: Liesertal, Wandfuß in SH. 1455 m, nnö. Jagdhaus Pölla. Hauptgemengteile: Kalzit, Quarz, Hellglimmer, Epidot und Oligoklas. Die rundlichen Körner des zuletzt genannten sind bis 2,5 mm groß und führen unverlegte Einschlußzüge von Opazit, Hellglimmer und Epidot. Inverser Zonenbau mit Kern (9% An) und Hülle (14% An). Polysynthetische Lamellen nach dem Periklingesetz im Oligoklas. Accessoria: Chlorit, Opazit, Rutil und Turmalin.

Biotit-führender Karbonatquarzit mit Oligoklasblasten. Fundort: Winkelwand-SW-Grat, SH. 2390 m. Die Beschreibung dieses interessanten Gesteines wurde bereits mitgeteilt (EXNER 1971 b, p. 225–226, Schliff Se 1835).

Im Verbande mit Karbonatquarzit kommen mitunter karbonatfreie Quarzite mit großen Blasten von Granat, Chlorit, Pyrit und Magnetit vor (z. B. Seeleiten im Rotgüldental).

3.1.0.9. Biotitführender Karbonatquarzit (? metamorpher Radiolarit) und Chänopoditschiefer (? Oberjura)

Ein eigenartiger feinlagiger und eng gefalteter Karbonatquarzit und teilweise karbonatfreier Quarzit bildet eine 10 bis 30 m mächtige Lage im Gebiete des Salzkopfes nördlich vom

Silbereck. Stofflich ist er durch reichlichen Biotitgehalt und durch Zwischenlagen mit Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblendegarben (Chänopodit) von den übrigen Karbonatquarziten verschieden. Megaskopisch erinnert er an die wahrscheinlichen Radiolaritquarzite in der peripheren Tauernschieferhülle des Rauristales (FRASL & FRANK 1966, p. 43). Die Einschaltung von Quarzitlagen mit ehemaligen Hornblendegarben dürfte dem besonderen chemischen Milieu des Eduktes entsprechen und fehlt sonst mit einer Ausnahme (Moritzental) der Silbereckserie.

Der biotitführende Karbonatquarzit führt als Hauptgemengteile: Biotit, Hellglimmer, Kalzit, Albit und Quarz. Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Albit (Plag III, II, I, Fülle B oder ungefüllt) besitzt stellenweise inversen Zonenbau. Accessoria: Chlorit, Epidot, Pyrit, Hämatit, Apatit, Rutil, Zirkon und Turmalin.

Der Chänopoditschiefer ist ein karbonatfreier, biotit- und epidotreicher Serizitquarzit mit 35 mm langen und 1 bis 3 mm breiten, endständig gänsefußartig („Chänopodit“) divergierenden Säulen ehemaliger Hornblendengarnen, die nun durch Aggregate kleinblättrigen Biotits vollkommen ersetzt sind. Die Hornblendepseudomorphosen verteilen sich nach Art der Garbenschiefer kreuz und quer über die Schieferungsfläche. Sie sind kaum deformiert. Die Hornblende ist also erst nach der Deformation des Gesteins kristallisiert und wurde später von Biotit verdrängt. Diese Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende wurden bereits von BECKE (1908, p. 383) erwähnt.

Unter dem Mikroskop reicht der Pleochroismus des Biotits von hellgelb bis grünlich-braun. Der Epidot bildet Blasten mit Zonenbau. Sein brauner Kern umschließt verlegte, seine ockergelbe Hülle unverlegte Züge von Opazit.

Geringmächtige Vorkommen dieser Gesteine gibt es auch im Moritzental: Chänopoditschiefer an der W-Seite dieses Tales in SH. 1940 m, südlich der großen Karstquelle. Biotitführender Quarzit an der E-Seite unter dem „Schloßschartl“.

3.1.1.0. Kalkschiefer („Jura“)

Hell- bis dunkelgrauer Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer, braun anwitternd, isoklinale, sandig auswitternde „Bratschenhänge“ bildend (z. B. Eisenkopf nördlich vom Silbereck). Primäre Mächtigkeit etwa 300 m, im Liesertal zusammen mit Schwarzschiefer zu 1 km Dicke angeschoppt, ansonsten wegen vorzüglicher Gleitfähigkeit häufig tektonisch reduziert.

Im Mur- und teilweise noch im Liesertal handelt es sich um Hellglimmer-Kalzit-Quarzschiefer mit und ohne Blasten von Albit. Nebengemengteile: Granat (1 cm groß am Silbereck-N-Grat) und Fuchsit (lokal angereichert mit Blättchen bis 12 mm Ø), Accessoria: Chlorit, Epidot, Opazit, Rutil, Turmalin und Apatit. Die 5 mm großen Albitblasten sind xenomorphe ungefüllte Neubildungen (vorwiegend Plag I und II) mit unverlegten Einschluszügen von Opazit, Hellglimmer, Quarz, Karbonat, Epidot und Rutil.

Im Liesertal stellen sich Biotit und Oligoklas in den Kalkschiefern ein und der Epidotgehalt nimmt zu. Kalkschiefer von diesem Typus herrschen im Maltatal. Granat (Melnikar, Merztal) und Fuchsit bilden häufige große Nebengemengteile.

Feldspatarm bis -frei sind Biotit-Hellglimmer-Kalzit-Quarz-Schiefer der Lieserker-E-Wand. Der Biotit ist 3 mm groß und weist einen Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun und olivgrün auf. Accessoria: Chlorit, Epidot, Opazit, Titanit, Apatit und in einer

Probe Plagioklasblasten (Plag I und II) mit gefalteten Hellglimmer-Einschlußzügen.

Die typischen großen Oligoklasblasten mit Rollo-Struktur finden sich in Granat-, Biotit- und Epidot- führendem Hellglimmer-Kalzit-Oligoklas-Quarz-Schiefer im Lieserstollen (Station 5120 m) und in der Loibspitze-W-Flanke. Granat: 5 mm Ø, unverlegte Einschlußzüge aus Quarz. Biotit: Pleochroismus von farblos bis rotbraun. Epidot: Farblos und mit verlegten Einschlußzügen von Opazit. Oligoklas: Xenomorphe Großindividuen mit polysynthetischen Lamellen nach vorherrschendem Periklingesetz und mit unverlegten und verlegten helizitischen Einschlußzügen von Quarz, Epidot, Opazit, Hellglimmer und Karbonat. Accessoria: Rutil, Titanit, Opazit, Chlorit und Turmalin.

Als Kalksilikat-Reaktionsgestein steht 1 m mächtiger Epidosit zwischen Kalkschiefer und Gneis im östlichen Teil des Ebenlanisch in SH. 2100 m, östlich der Karstquelle an. Es handelt sich um Epidot-Kalzit-Quarz-Schiefer mit 8 mm großen Pyritwürfeln. Accessoria: Hellglimmer und Rutil.

3.1.1.1. Schwarzschiefer („Jura bis Unterkreide“)

Dunkler Phyllit (N-Teil der Silbereckserie) bis phyllitischer Glimmerschiefer (S-Teil), kalkarm bis kalkfrei. Einlagerungen von Graphitschiefer (z. B. E-Flanke des Gratzackens SH. 2792 m, nördlich Silbereck) und Quarzit. Allmählicher Übergang aus Kalkschiefer im Zuge von Abnahme des Kalzitgehaltes. Wechsellagerung mit Kalkschiefer. Die primäre Mächtigkeit des Schwarzschiefers dürfte etwa 400 m betragen. Allgemein ist eindeutig, daß Schwarzschiefer in den obersten Teilen der Bündnerschiefer vorherrscht (Moritzen-, Rotgülden-, Liesertal), woraus abgeleitet werden kann, daß Schwarzschiefer auch stratigraphisch besonders dem höheren Teil der Bündnerschiefer angehört.

Sehr deutlich nimmt die Metamorphose des Schwarzschiefers (Edukt: bituminöser Tonschiefer mit sandigen und mergeligen Partien) von N nach S zu.

Im N handelt es sich um milden Serizit-Chlorit-Quarz-Phyllit mit Blasten von Albit (0 bis 14% An, Plag I, unverlegte gefaltete Einschlußzüge aus Opazit, Hellglimmer und Quarz). Nebengemengteil: Kalzit. Accessoria: Opazit, Epidot, Apatit, Zirkon, Hämatit und Turmalin. Leicht erreichbare Fundorte: Steinbruch bei Blasnerbauer und Schrovinschartl.

In Richtung nach SE wird das Gestein zum Glanzschiefer (phyllitischer Glimmerschiefer). Der Hellglimmer bildet im Lieser- und Maltatal silbrig glänzende seidige Überzüge auf der Schieferungsfläche und gewellte, wenn auch nicht idiomorphe Einzelindividuen von 8 mm Ø (z. B. Lieserstollen, Station 5070 m).

Granat tritt z. B. zunächst als 1 cm großer Blast im milden, Albitblasten führenden, Chlorit-freien Serizit-Quarz-Phyllit des Silbereck-N-Grates (Zacken SH. 2792 m) auf. Er wird dann im phyllitischen Glimmerschiefer des Lieser- und Maltates zu einem gewöhnlichen Hauptgemengteil. Im Melnikkar und in der Loibspitze-W-Flanke entwickeln sich im stratigraphischen Bereich der Bündner Schwarzschiefer entpigmentisierte grobkörnige Granat-Biotit-Hellglimmerschiefer. Petrographisch unterscheiden sich diese nicht von den Granatglimmerschiefern der zentralen Schieferhülle (z. B. Draxelserie).

Biotit tritt z. B. zunächst im Schwarzschiefer am Ufer des Lieserflusses auf und wird dann südlich der Lieser und im Maltatal ein Haupt- und Nebengemengteil des Gesteines.

Der Epidotgehalt des Schwarzschiefers nimmt im Lieser- und Maltatal beträchtlich zu. Epidot wird in zahlreichen Proben zum Haupt- oder Nebengemengteil des Gesteines. Im Bereich des Melnikkars (Lieserstollen, Station 4182 m) sprießen in kalkhaltigem Schwarzschiefer 6 mm lange Säulchen grünen Amphibols (Pleochroismus: hellgelb bis grün) mit helizitischen Einschlußzügen von Opazit und Biotit.

Der Albit vom Typus Plag I des milden Phyllits (siehe oben) wird in Richtung nach SE allmählich durch Rollo-Oligoklas (Plag III R) mit Vorherrschen polysynthetischer Zwillinge nach dem Periklingesetz ersetzt. Lokal wurde sogar Andesin (44% An) im Bereich des Maltatales gemessen. Die xenomorphen, bis 8 mm großen Oligoklasblasten enthalten gefaltete, unverlegte und verlegte Einschlußzüge von Opazit und der übrigen Gemengteile. Inverser Zonenbau kommt vor. Eine ausführliche Beschreibung wurde bereits von einer Probe aus dem Ebenlanisch-Karboden, SH. 2100 m, Dünnschliff Se 666 (EXNER 1971 b, p. 225, Abb. 2 und 3) gegeben. 12 andere untersuchte Proben aus dem Lieser- und Maltatal haben diese Beobachtung bestätigt. Der nördlichste Rollo-Oligoklas tritt am Silbereck-N-Grat auf. Jedoch werden die Rollo-Oligoklase erst im Lieser- und Maltatal zum herrschenden Plagioklastyp. Petrographisch ist dieser eindeutig ident mit den Oligoklas (Andesin)-Blasten in den Granatglimmerschiefen der zentralen Schieferhülle (z. B. Draxelserie).

Disthen fand ich nur an einer Stelle im Schwarzschiefer und zwar am Bratschenhang der Eisenkopf-N-Flanke in SH. 2580 m.

Die Variabilität des Stoffbestandes des phyllitischen Glimmerschiefers (Glanzschiefers) im Lieser- und Maltatal sei durch Mitteilung des beobachteten Mineralbestandes der untersuchten Proben, geordnet nach Hauptgemengteilen (kursiv) und Accessorien, aufgezeigt:

Gran + Bio + Hgl + Qu ± Chlo + Epi + Op + Plag ± Ca ± Ru + Tu

Gran + Hgl + Chlo + Epi + Op + Plag + Qu + Tu

Gran + Hgl + Epi + Ca + Plag + Qu + Bio + Op + Tu

Gran + Hgl + Ca + Plag + Qu + Epi + Op + Ru + Tu

Gran + Hgl + Chlo + Plag + Qu + Epi + Ti + Tu

Gran + Hgl + Plag + Qu + Op + Ti + Ru + Haematit

Bio + Hgl + Op + Ca + Plag + Qu + Epi + Tu

Bio + Hgl + Plag + Qu + Epi + Op + Ca + Ru + Tu

Ho + Bio + Hgl + Ca + Qu + Epi + Op + Ru + Ilmenit

Hgl + Op + Ca + Plag + Qu + Epi ± Ru ± Chlo ± Tu

Hgl + Epi + Ca + Plag + Qu + Chlo + Op + Ru + Tu.

3.1.1.2. Grünschiefer

Im stratigraphisch oberen Teil der Bündnerschiefer der Silbereckserie befindet sich eine, maximal nur wenige m mächtige Grünschieferlage. Sie streicht in der N-Flanke des Silberecks vom Gfrerer Karl zum Eisenkopf (Tafel 3, Signatur 12) und findet sich dann wieder im Liesertal in den Felsschrofen nordöstlich Lanisch Ochsenhütte und im NE-Teil des Eben Lanisch (Tafel 4, Fig. 2 und 4).

Das mittelkörnige dunkelgrüne bis giftiggrüne Schiefergestein erweist sich in den zuerst genannten Vorkommen als Amphibol-Biotit-Chlorit-Prasinit, im Eben Lanisch als

Amphibol-Prasinit. Ob das Edukt basische Lava oder Tuff war, bleibt in Ermangelung diesbezüglicher Reliktstrukturen offen.

Die mikroskopische Untersuchung des Amphibol-Biotit-Chlorit-Prasinit vom Gfrerer Karl, Eisenkopf und nordöstlich Lanisch Ochsenhütte ergab folgenden Mineralbestand:

$Ho + Bio + Chlo + Epi + Albit + Karbonat \pm Qu + Op \pm Ti \pm Ru \pm Ap \pm Hämatit$.

Der Amphibol bildet bis 10 mm lange Säulchen mit Pleochroismus von hellgelb zu blaugrün bis grün. Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun oder olivgrün. Albit weist 0 bis 3% Anorthitgehalt auf. In einer Probe (nordöstlich Lanisch Ochsenhütte) wurde Oligoklas mit inversem Zonenbau gefunden. Die xenomorphen Blasten (Plag I, selten Plag II) sind ungefüllt und führen Einschlüsse der übrigen Gemengteile.

Der Amphibol-Prasinit vom Eben Lanisch hat den Mineralbestand: $Ho + Epi + Plag + Op + Chlo + Ti + Ilmenit + Qu$.

Der Plagioklas (Plag I, II) bildet xenomorphe Poikiloblasten mit inversem Zonenbau und mit Einschlüssen von Amphibol und Epidot.

Epidosit und Ophikalzitfels bilden dm-mächtige Reaktionssäume zwischen Grünschiefer und angrenzenden Karbonatgesteinen.

Am Grat zwischen Gfrerer- und Ochsenkarl führt der giftiggrüne klein- bis mittelkörnige Epidositschiefer als Hauptgemengteile: Epidot, Chlorit, Albit, Ankerit und Quarz. Accessoria: Biotit, Opazit und Rutil.

Der grobkörnige Ophikalzit-Schiefer im NE-Teil des Eben Lanisch, SH. 2010 m setzt sich aus den Hauptgemengteilen: Epidot (Pleochroismus: farblos bis hellgelb), Biotit (10 mm, Pleochroismus: hellgelb bis olivgrün), Kalzit (8 mm, braune Anwitterung) und Quarz zusammen. Accessoria: Amphibol, Chlorit, Plagioklas (Plag I, ungefüllt), Opazit, Rutil und Apatit.

Grünschiefer finden sich auch im Moritzental; deren wahrscheinliche Tuffite (Chlorit-Serizit-Schiefer) nördlich Mur Ursprung.

3.2. Tektonik

3.2.1. Zwischen westlicher Blattgrenze und Mur Ursprung

Aus dem Gebiet der Umgebung von Gastein quert die Silbereckserie das Großarlal und erreicht die westliche Blattgrenze des Kartenblattes Muhr am wasserscheidenden Kamm zwischen Großarl- und Murtal (Schöderscharte – Schöderhorn – Kleines Törl – Mureck). Die zum Großarlal abdachende W-Flanke dieses Kammes wurde bereits beschrieben (EXNER 1957, p. 86 und Tafel V, oberstes Profil).

Die E-Flanke dieses Kammes zum Quelltal der Mur ist vorzüglich aufgeschlossen und zeigt bereits die wesentlichen tektonischen Charakteristika der Silbereckserie (Tafel 2, Fig. 1). Die Liegendserie besteht aus Graphitquarzit, Dolomit und Kalkmarmor, die dem Hölltor-Gneiskern auflagern; die Hangendserie aus 200 m mächtigen Bündnerschiefern. 2 Gneiskeile des Hölltor-Kernes tauchen von oben in die Silbereckserie ein und werden teilweise von Dolomit und Kalkmarmor umwickelt. Weiter nördlich sind Tauchfalten aus Dolomit und Kalkmarmor aufgeschlossen. Über dem Ganzen liegt die parautochthone Mureck-Gneisdecke.

Die junge Mur tritt als Karstquelle (Mur Ursprung P. 1898) aus dem Kalkmarmor der Liegendserie aus. Die eigentliche Quelle befindet sich am Fuße des Marchkarecks (Tafel 2, Fig. 2).

Keil 1 ist 80 m mächtig und besteht aus Forellengneis mit randlichem Gneisphyllonit mit Disthenblasten. Dolomit ist mit Aplitgneis in SH. 2140 m innig verfaltet (Bänderstruktur mit Abwechslung beider Medien und Boudins). Die unter dem Keil 1 ausspitzende Sedimentzunge ist verhältnismäßig stark metamorph (granatführender Schwarzschiefer).

Keil 2 baut den Gipfel des Schöderhornes auf. Er besteht aus Forellengneis und Gneisphyllonit. 2 Lappen bilden seine Stirne. Die Sedimentzunge unter Keil 2 spitzt knapp südöstlich des Schöderhorn-Gipfels aus. Sie setzt sich aus Graphitquarzit, Hellglimmer-Quarzit mit 1 cm großem Chlorit, Dolomitschollen, Schwarzschiefer mit 0,5 cm großem Granat und Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer mit großen Blasten von Albit, Granat und Pyrit (1 cm Ø) zusammen. Es ist also auch diese Sedimentzunge verhältnismäßig stark metamorph.

Die Sedimentzunge zwischen den beiden Stirnlappen des Keiles 2 führt Dolomit, Kalkmarmor und Schwarzschiefer mit Granat. Wo sie nach oben ausspitzt befindet sich zwischen dem Gneis ein 0,3 m mächtiger Epidositfels. Er stellt nach dem Geländebefund das Kalksilikat-Reaktionsprodukt zwischen Karbonatgestein und leukokratem Gneis dar.

Im Gebiet des Kleinen Törls weisen die Tauchfalten aus Lantschfeldquarzit, Dolomit und Kalkmarmor eine breite Entwicklung mit Dolinen auf.

Die Bündnerschiefer setzen sich am Hang östlich des Kleinen Törls und in der kleinen postglazialen Schlucht nördlich Mur Ursprung aus wenig Kalkschiefer, viel Schwarzschiefer und einigen Lagen von Chlorit-Serizit-Schiefer (wahrscheinlich Tuffit) zusammen.

3.2.2. Zwischen Mur Ursprung und Moritzental

Im sehr gut aufgeschlossenen, felsigen, vom eiszeitlichen Gletscher glatt gescheuerten Gelände der rechten Steilflanke und Trogschulter des Murtales nördlich Frauennock sieht man vorzüglich die Flächen- und Achsendiskordanz zwischen Hölltor-Kern und Silbereckserie (Abb. 13). Die Flächendiskordanz beobachtete hier schon BECKE (1908, p. 376). Wir deuten sie als diskordante Transgression der Sedimente der Silbereckserie über älteren Strukturen des Hölltorkernes. Alpidisch erfolgten dann in Abhängigkeit vom verschiedenen Gesteinsmaterial (eher starrer Granitgneis des Hölltor-Kernes und bildsame Karbonatgesteine und Schiefer der Silbereckserie) disharmonischen Bewegungen an der Transgressionsfläche mit Phyllonitbildung des Granitgneises.

Die s-Flächen des Hölltor-Granitgneises fallen hier ca. 30° N; hingegen die s-Flächen des Gneisphyllonites und der Silbereckserie 30 bis 50° N. Die Hauptlineation und Faltenachse des Granitgneises streichen vorwiegend NNE; hingegen die des Gneisphyllonits und der Silbereckserie ENE.

Zwischen Mur- und Moritzental wurden 5 Gneiskeile vom Hölltor-Kern N-vergent in die Silbereckserie vorgetrieben: Keil 1 und 2 in schwebender Lagerung, Keil 3 bis 5 als Tauchfalten (Tafel 2, Fig. 4).

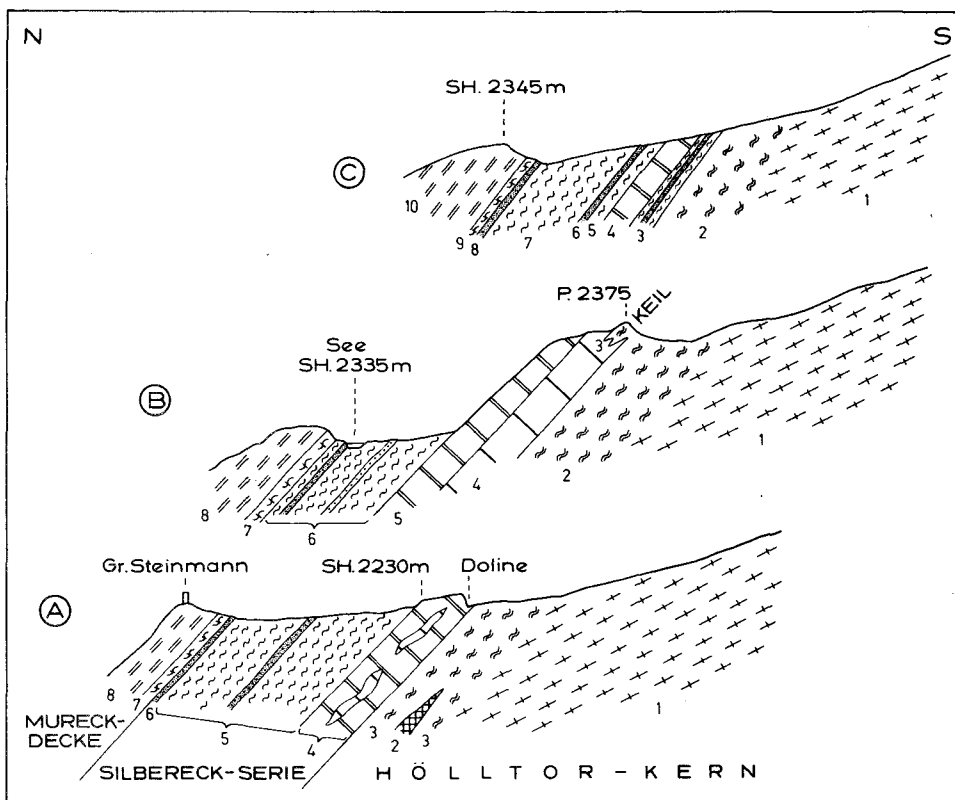


Abb. 13: Diskordante Lagerung der Silbereckserie auf dem Granitgneis des Hölltor-Kernes. Profile durch die rechte Steilstufe und Trogshulter des Murtales nördlich Frauennoek.

Fig. A: 1 = Granitgneis (leukokrater mittelkörniger Granitgneis mit Vormacht des Albits), s: 75/27 N, 2 = metamorpher Kersantit-Lagergang, 3 = Gneisphyllonit (15 m), 4 = Kalkmarmor (12 m) s: 80/43 N, Lineation: 75/12 E; verwalzt mit Dolomit, 5 = Bündnerschiefer (40 m) mit Lage vor Graphitquarzit, 6 = Graphitquarzit (1 m), 7 = Gneisphyllonit, 8 = Mureckgneis.

Fig. B: 1 = Granitgneis (wie oben!), 2 = Gneisphyllonit (20 m) und Gneiskeil bei P. 2375, 3 = Verwalzung von phyllonitischem Granitgneis des Gneiskeiles mit Dolomit, 4 = Dolomit (10 m), 5 = Kalkmarmor (5 m), 6 = Bündnerschiefer (25 m) mit Lagen von Quarzit und Graphitquarzit, 7 = Gneisphyllonit, 8 = Mureckgneis.

Fig. C (W-Flanke der tiefen Rinne südlich „c“ des Wortes „Lacke“): 1 = Granitgneis (wie oben!), 2 = Gneisphyllonit (15 bis 20 m), 3 = Schiefer und Graphitquarzit (3 m), 4 = Kalkmarmor (5 m), 5 = Bündnerschiefer (2 m), 6 = Graphitquarzit (1 m), 7 = Bündnerschiefer (20 m) mit großen Blasten von Granat und Chlorit, 8 = Graphitquarzit (0,5 m), 9 = Gneisphyllonit (1,5 m) mit Disthen, 10 = Mureckgneis.

Keil 1 ist westlich der Roßkarscharte bei P. 2375 und südöstlich der Roßkarscharte in SH. 2250 m aufgeschlossen. Bei P. 2375 stellt sich innige Verknüpfung von phyllonitischem Granitgneis und Dolomitmarmor ein (Tafel 2, Fig. 3; Abb. 13, Fig. B, Signatur 3).

Keil 2 bildet eine der großartigsten, schon seit BECKE (1908, p. 377–378, Fig. 2 und 3 bekannten Falten der Silbereckserie. Der 400 m lange Gneiskeil liegt in schwebende

Position auf der nach S geschlossenen Faltenmulde der Silbereckserie. Die Faltenmulde besteht südöstlich unter dem Gipfel der Langer Wand von außen nach innen aus Spuren von Rauhwacke, farblosem Dolomit, Kalkmarmor mit 1 cm großen Phlogopitblasten und Bündnerschiefer. Der die Mulde umfassende Granitgneis erweist sich an der Grenze zur Silbereckserie als spitzgefalteter Gneisphyllonit mit Blasten von Biotit und Chlorit.

Die Keile 3 und 4 bilden Tauchfalten am ausgedehnten Kalkmarmor-Plateau mit Quarziten und Dolomitschollen zwischen Langer Wand und Roßkarscharte.

Keil 5 streicht durch die Roßkarscharte (Abb. 14), wo er bereits von THALMANN (1963, Fig. 5) erkannt wurde. Am Hang gegen das Moritzental sticht er tief in die Silbereckserie ein.

Dementsprechend zeigt diese im Hang von der Roßkarscharte zum Moritzenbach eine komplizierte Falten- und Schuppenstruktur mit einem Kalkmarmorzug (Karstquelle) auch im hangenden Teil der Silbereckserie und mit prächtigen Liegendfalten („Weißes Wandl“ ö. Roßkarscharte). In den Bündnerschiefern stellen sich neben Schwarzschiefern und Kalkschiefern Lagen von Karbonatquarzit, Chänopoditschiefer (Granat-Hellglimmer-Chlorit-Quarzit mit Biotit in Form von 1 cm langen Chänopodit-Garben, südlich der Karstquelle) und Grünschiefer ein.

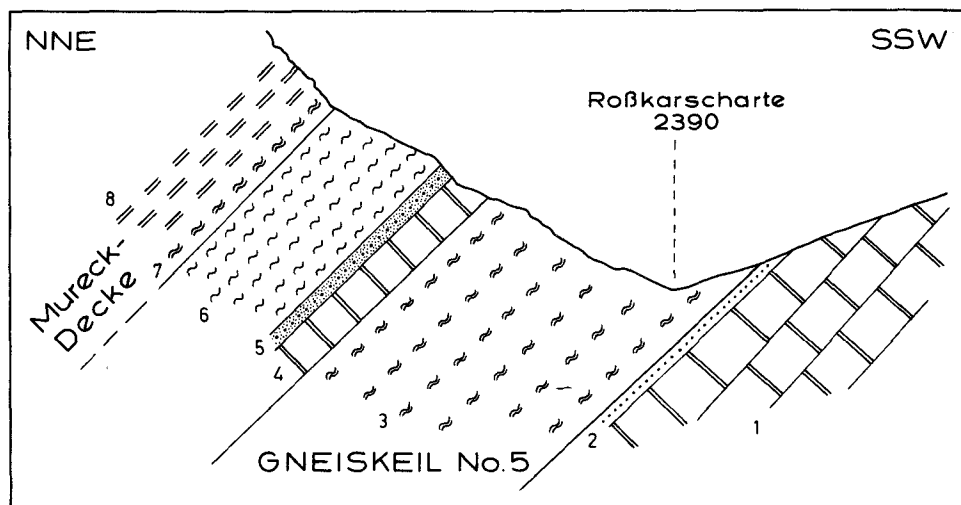


Abb. 14: Profil durch Gneiskeil No. 5 in der Silbereckserie an der Roßkarscharte. 1 = Kalkmarmor. 2 = Quarzit (0,3 m) mit großen Blasten von Magnetit. 3 = Gneisphyllonit (30 m). 4 = Grauer Kalkmarmor (5 m). 5 = Graphitquarzit (1,5 m). 6 = Bündnerschiefer (15 m). 7 = Gneisphyllonit. 8 = Mureckgneis.

3.2.3. Die Querfalte der Kalte Wand Spitze

Ein dünnes Gesteinsband der Silbereckserie streicht in N-S Richtung aus der Gegend südlich der Langer Wand zur Kalte Wand Spitze. Es ist nur wenige m mächtig und 2 km

lang. Die s-Flächen fallen 40° W. Die Hauptlineation und die Faltenachse streichen NE. Das ganze Gebilde stellt eine, in den Gneissockel eingequetschte Synklinale dar, die einseitig nach W einfällt. Der westliche Gneis (Hölltor-Kern) wurde auf den östlichen (Rotgülden-Kern) längs dieser Querstruktur aufgeschoben.

Der Kalkschiefer der Kalte Wand Spitze wurde von ANGEL & STABER (1952, p. 81, 86) entdeckt und bereits die Vermutung eines Zusammenhanges mit dem Kalkmarmor der Langen Wand gehegt. Ich fand dann tatsächlich die feldgeologische Verbindung auf. Sie stellt sich folgendermaßen dar:

Das Gesteinsband der Silbereckserie setzt 470 m südlich des Gipfels der Langen Wand ein. Es bildet die Oberkante der Karschwelle in SH. 2290 m und besteht aus Schwarzschiefer (3,5 m mächtig, s: 17/48 W).

An der Felsschwelle beim Abfluß des Unteren Schwarzsees, 200 m nördlich P. 2221, beobachtet man von unten nach oben folgendes Profil:

Gneis des Rotgülden-Kernes (grobbankiger leukokrater mittelkörniger Granitgneis mit Vormacht des Albits)

Silbereckserie (2,5 m; Schwarzschiefer und Fuchsit-führender Kalkschiefer), morphologisch ein Gesimse bildend

Gneisphyllonit (2 m; s: 30/42 W; Lineation: 47/5 SW)

Gneis des Hölltor-Kernes (petrographisch wie Rotgülden-Kern; Lineation: 45/14 SW).

Das Schieferband besteht dann in SH. 2310 m bei seinem Eintritt in die Kalte Wand aus 6 m mächtigem Schwarzschiefer (Biotit-Hellglimmer-Quarz-Schiefer, s: 165/40 W) und ist in der Steilwand bis zum Gipfelgrat sichtbar. Diesen übersetzen farblose Kalkmarmorplatten und Schwarzschiefer, 60 m nordwestlich P. 2822. Siehe Tafel 2, Fig. 4!

Die Felsrinne in der SW-Wand der Kalte Wand Spitze schließt das Schieferband in SH. 2680 m, 160 m wsw. P. 2822 auf. Das Band ist hier zwischen Bänder- und Schollenmigmatite der Hafner-Migmatitserie eingequetscht. Der untere Teil des Bandes besteht aus grobkörnigem farblosem Kalkmarmor (0,5 m, mit Blasten von Zoisit und Kalifeldspat); der obere Teil aus Schwarzschiefer (3 m; s: 45/50 W; Lineation: 35/30 SW). Als Lesesteine in der Felsrinne findet sich auch feinkörniger grauer gebänderter Kalkmarmor. Es ist also sehr wohl in diesem Band der Silbereckserie auf der Kalte Wand Spitze echter Kalkmarmor vom Typus der Silbereckserie vorhanden (Berichtigung zu ANGEL & STABER 1952, p. 81).

3.2.4. Zwischen Moritzen- und Rotgüldental

In diesem Abschnitt gibt es 2 instruktive Profile: N-Grat und NE-Grat des Vorderen Schobers sowie die hochinteressante, vorzüglich aufgeschlossene linke Steiflanke (Seeleiten) des Rotgüldentales. Die Mächtigkeit der Silbereckserie ist in den Tälern größer als in der Bergregion, was durch die von oben eintauchenden Gneiskeile und tektonische Anschoppung der Silbereckserie in der Tiefe bedingt wird. So betragen die Mächtigkeiten der Silbereckserie im Moritzental 250 m, am Vorderen Schober-N-Grat nur 200 m, im Rotgüldental 600 m und am zugehörigen Schober-NE-Grat nur 300 m.

Die Fortsetzung des Keiles 2 am Vorderen Schober-N-Grat bedingt einen nach S geschlossenen Muldenschluß aus Quarzit und Dolomit. Darüber ist der Gneiskeil einige deka-m nach N überfaltet (Tafel 2, Fig. 5). Ein tektonisches Äquivalent von Keil 1 wurde

hingegen 300 m nach N überschoben und bedingt die darunter befindliche dicke Walze (komplizierter Faltenknäuel) aus Karbonatgesteinen des Liegendteiles der Silbereckserie („Trias“) der Seeleiten (Tafel 2, Fig. 6).

Die Transgressionsdiskordanz zwischen S-fallendem Gneis des Rotgülden-Kernes (z. B. Reitweg vom Moritzental zum Schloßboden und Straße im Rotgüldental zum Unteren Rotgüldensee) und N-fallender Silbereckserie kann vor allem in der Hochregion eindrucksvoll erschaut werden, wenn auch an der unmittelbaren Grenzfläche spätere Umschieferung im Zuge von Sekundärtektonik und Phyllonitbildung den Kontrast verwischen.

In der rechten Flanke des Moritztales weist die Silbereckserie einen komplizierten Schuppenbau auf. Doch bemerkt man deutlich die Anreicherung der „Trias“ im liegenden, der Bündnerschiefer im mittleren und der sekundär überfalteten „Trias“ im hangenden Teil. Am Grat vom Vorderen Schober zum Mannsitz (Tafel 2, Fig. 5) folgen von S nach N:

Leukokrater mittelkörniger Granitgneis mit Vormacht des Albites. Rotgülden Kern

Gneis-Phyllonit. Keil 2

Mikroclin-führender Phengit-Arkosequarzit, 2 m mächtig

Lantschfeldquarzit, 5 m

Dolomit, 10m

Kalkmarmor, 0,5 m

Kalkschiefer (80 m) mit Lagen von Grünschiefer, Epidosit und Chlorit-Serizit-Schiefer (Tuffit)

Serizit-Quarz-Schiefer (2 m) mit großen Blasten von Chlorit und Pyrit

Rauhwaacke (1 m) mit grobschuppigem Fuchsit

Kalkmarmor (20 m)

Kalkschiefer (20 m). Scharte SH. 2490 m (sogenanntes „Schloßschartl“). Mit einer 3 m dicken Tuffit-Linse (Bio-Chlo-Hgl-Albit-Qu-Schiefer)

Kalkschiefer (10 m) mit großen Blasten von Fuchsit, Chlorit und Pyrit und mit Linsen chloritreicher Grünschiefer-Lagen

Dolomitbreccie (10 m), bestehend aus grauen Dolomitlinsen in Matrix aus Kalk- und Schwarzschiefer

Kalkmarmor (30 m) mit farblosem Dolomit (10 m). An der Flanke zum Moritzental auch Karbonatquarzit

Schwarzschiefer (20 m)

Kalkmarmor (25 m). An der Flanke zum Moritzental auch Quarzit, Dolomit, Dolomitbreccie und Kalkschiefer

Gneisphyllonit an der Überschiebung der Mureckdecke. Es handelt sich um Hellglimmer-Quarzschiefer. In diesem sprossen (Lokalität: W-Fuß der Bettelwand) Granat (12 mm Ø), Chlorit (8 mm) und Albit (2 mm)

Mureckgneis.

Ein gutes Profil liefert auch der Vordere Schober-E- bzw. -NE-Grat (Tafel 2, Fig. 6).

Hier liegt am E-Grat in SH. 2550 m ein Erosionsrest der Silbereckserie mit Winkeldiskordanz (NE-fallend) auf dem NW-fallenden Granitgneis des Rotgülden-Kernes. Es handelt sich um eine aufrechte Schichtfolge von unten nach oben: Gneis, Dolomit, Kalkmarmor, Karbonatquarzit. An der Basis des Dolomites (Transgression) fehlen Quarzit und sekundärer Gneisphyllonit. Dabei ist bemerkenswert, daß jüngere Scherflächen (Transversalschieferung) den unteren Teil der Sedimentmulde durchsetzen (Abb. 15). Diese jüngeren Scherflächen im metamorphen Sedimentgestein entsprechen hier dem Haupt-s des unterlagernden Granitgneises. Ich möchte das so interpretieren: Eine

paläozoische Gneisstruktur (NE-Streichen mit NW-Fallen) wurde alpidisch reaktiviert und erzeugte die Transversalschieferung im Dolomit und Kalkmarmor.

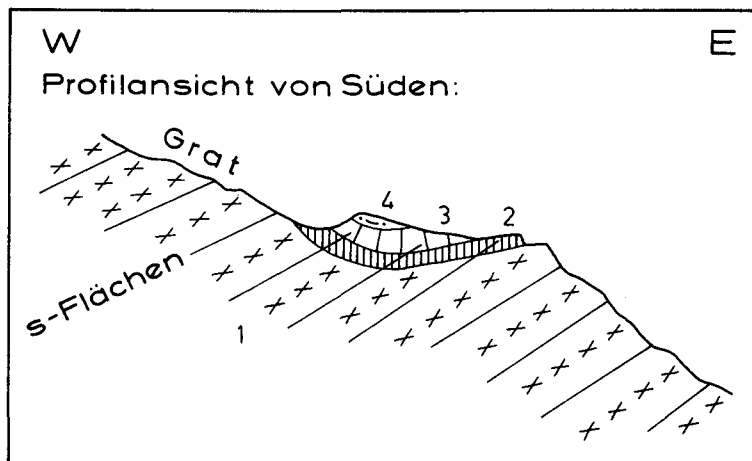


Abb. 15: Lokale Transversalschieferung in Karbonatgesteinen der Silbereckserie. Im Zuge sekundärer Beanspruchung setzen die s-Flächen des Granitgneises einige m im Dolomit und Kalkmarmor als Transversalschieferung fort. Vorderer Schober-E-Grat, SH. 2550 m. 1 = Leukokrater mittelkörniger Granitgneis mit Vormacht des Albites. Rotgülden-Kern. 2 = Dolomit der Silbereckserie (5 m mächtig). 3 = Kalkmarmor (10 m). 4 = Karbonatquarzit (1 m).

Der Grat schwenkt dann nach NE und hier ist folgendes Detailprofil von S nach N aufgeschlossen (Tafel 2, Fig. 6):

Leukokrater mittelkörniger Granitgneis mit Vormacht des Albites. Rotgülden-Kern. Gratpfleiler in SH. 2460 m

Gneisphyllonit mit Weißschiefer (große Blasen von Biotit, Epidot und Albit)

Kalkmarmor (10 m)

Kalkschiefer (30 m) mit Dolomit

Dolomitbreccie (8 m) mit karbonatquarzitischer Matrix

Schwarzschiefer (25 m)

Kalkschiefer (25 m), reich an Fuchsit

Dolomit (2 m)

Kalkmarmor (35 m). Gratzacken in SH. 2270 m

Dolomitbreccie (30 m) mit Matrix aus Kalkschiefer

Quarzit (8 m)

Kalkmarmor (10 m)

Schwarzschiefer (2 m)

Kalkschiefer (6 m)

Kalkmarmor (3 m)

Kalkschiefer (25 m)

Kalkmarmor (10 m)

Schwarzschiefer (80 m) mit Blasen von Hellglimmer und Magnetit. Schrovinschartl P. 2039

Quarzit (0,5 m)

Kalkmarmor (4 m)

Kalkschiefer (1,5 m)

Quarzit (0,5 m)

Gneisphyllonit an der Überschiebung der Mureckdecke. Serizit-Quarz-Schiefer mit großen Blasten von Granat und Chlorit.

Mureckgneis.

Sicherlich bedingt ein komplizierter Falten- und Schuppenbau diesen isoklinalen Schichtstoß. ANGEL (1939, Abb. 5) zeichnete längs dieses Profils hypothetische Falten-schlüsse, die man aber in der Natur nicht sieht, und von unten in den Schichtstoß eindringende migmatische Aplitintrusionen, die nach meinen Beobachtungen nicht existieren.

Die „Trias“ des liegenden Teiles der Silbereckserie wurde zu dem schon eingangs erwähnten Faltenknäuel vor der Stirne und unter dem Keil 1 verwalzt (Tafel 2, Fig. 6). Die Achse dieser Walze streicht ENE und liegt quer zum generellen SE-Streichen der Silbereckserie. Unter Keil 1 bilden Quarzit, Dolomit und Kalkmarmor eine verkehrte Schichtfolge. Vor der Stirne des Keils 1 wurde der Dolomit zu einem dicken Pfropf angereichert, der von Kalkmarmor überlagert wird, welcher als liegender Teil der Silbereckserie am Vorderen Schober-NE-Grat austreicht. Bündnerschiefer als jüngstes Schichtglied enden unter dem Keil 1 blind unter Dolomit.

Die Wurzel des Keils 1 befindet sich an der steilen Seeleiten in SH. 1860 m. Der „Permo-Skyth“-Quarzit der verkehrten Serie stellt sich als intensiv grüner Phengitquarzit mit großen Blasten von Biotit und Titanit dar. Der darunter folgende schneeweiße Dolomit enthält Epidot-Blasten. Der dunkelgraue Kalkmarmor darunter führt 2 cm lange und 3 mm breite Tremolith-Prismen. Mit saigerer Grenzfläche reicht er an den SW-fallenden Migmatit vom Typus Rotgülden des Rotgülden-Kernes heran. Die Grenze selbst ist durch einen 8 m breiten Schuttstreifen verhüllt, unter dem sich eine Gneisphyllonit-Zone befinden könnte. Die nach oben blind endenden Bündnerschiefer stehen in der Wildbachschlucht 700 m wsw. Gfrererbauern Alm an. Sie bestehen aus mineralreichem Karbonatquarzit mit großen Blasten von Granat, Chlorit, Albit, Ankerit, Fuchsit, Pyrit und Magnetit, kalkarmen Quarziten, Schwarzschiefer und Kalkschiefer mit grobschuppigem Fuchsit.

Sowie im Moritzental findet man auch im Rotgüldental die „Trias“ im hangenden Teil der Silbereckserie unmittelbar unter der Mureck-Gneisdecke deutlich entwickelt. Entsprechender Quarzit und Kalkmarmor sind über dem Schrovinschartl nur wenige m mächtig, erreichen aber das Murtal beim Blasnerbauer mit mehreren deka-m Mächtigkeit. Im Steinbruch Blasnerbauer wurde der Kalkmarmor abgebaut. Ihm sind dort Schwarzphyllitlagen mit großen Blasten von Albit und Magnetit eingelagert.

Dieser hangende Teil der Silbereckserie mitsamt der Überschiebung des Mureckgneises wurde durch den rund 800 m langen Stollen und Schrägschacht durchörtert, der sich westlich Plölitzen befindet und die Mur zum Wasserkraftwerk Rotgülden ableitet. Meine Befahrung während des Stollenbaues im August 1962 erbrachte von S (Liegendes) nach N (Hangendes) folgendes Profil:

Schrägschacht: Kalkschiefer und Schwarzschiefer

Südliches Stollenmundloch (Station 0 m) bis Station 290 m: Schwarzschiefer in Fortsetzung des Schwarzschieferzuges des Schrovinschartels. Darinnen eine Einlagerung von Kalkschiefer bei Station 108 m und eine Einlagerung von Quarzit mit Chloritblasten bei Station 232 m

Von Station 290 bis 385 m: Grauer gebänderter Kalkmarmor. Stellenweise mit boudinierten Lagen von feinkörnigem farblosem Dolomit. Wo der Kalkmarmor reich an Quarz und Helleglimmer ist, führt er Blasten von Kalifeldspat und Albit. Während meiner Befahrung stand die Stollenbrüst bei Station 385 m.

Das recht interessante Gesteinsmaterial des Mureckgneises von der Halde des Fensterstollens, 530 m nnw. Plölitzen wurde bereits beschrieben (EXNER 1971 a, p. 19).

3.2.5. Zwischen Rotgülden- und Altenbergtal

Im orographisch reich gegliederten Gebirgsstock des Silberecks beträgt die Mächtigkeit der Silbereckserie 600 m.

Der liegende Teil der Silbereckserie ist östlich des Unteren Rotgüldensees längs 1,5 km langer Strecke vorzüglich aufgeschlossen (Tafel 2, Fig. 7). Die Schichtfolge lautet von unten nach oben:

Migmatitgneis des Rotgülden-Kernes

Geröllquarzit und Quarzit

Dolomit

Kalkmarmor

Bündnerschiefer mit Karbonatquarzit, Schwarzschiefer, Kalkschiefer, Dolomitbreccie und Grünschiefer.

Die Transgressions-Diskordanz der N-fallenden Silbereckserie über dem S-fallenden Migmatitgneis des Rotgülden-Kernes sieht man im Wagendrischl (= „Nördliches Wagendrischl-Kar“, Abb. 16). Während der alpidischen Orogenese fanden zwar wegen des verschiedenen mechanischen Verhaltens der bildsamen Sedimentite (Silbereckserie) und des eher starren Gneissockels (Rotgülden-Kern) disharmonische Bewegungen im m-Bereich statt, die zu einer Umschieferung und Phyllonitisation der höchsten Gneislagen unter der Transgressionsfläche führten. Doch blieb das Erscheinungsbild der Transgressions-Diskordanz im 10 m- und 100 m-Bereich eindeutig erhalten.

Keil 1 besteht aus Gneis und Gneisphyllonit des Rotgülden-Kernes. Er wurde 300 m nach NE in die Silbereckserie vorgetrieben. Quarzit, Dolomit und Kalkmarmor des liegenden Teiles der Silbereckserie umhüllen ihn sternförmig (Silbereck-NW- und -SE-Grat). Auch Bündnerschiefer werden unter die Stirnwalze eingezwickelt. Die Wurzel des Gneiskeiles ist am Felsrücken SH. 2240 m im Wagendrischl aufgeschlossen (Tafel 2, Fig. 7; Abb. 16, Fig. D).

Die Hauptmasse der Bündnerschiefer liegt über dem Keil 1. Sie baut die Kare zwischen Salzkopf und Silbereck-NW-Grat auf (Gfrerer-, Lipp-, Ochsen- und Kühkarl) und streicht in den beiden Gratzacken nördlich des Silberecks aus (Zacken SH. 2792 m und Eisenkopf). Trotz tektonischer Komplikation der gleitfähigen Bündnerschiefer lassen diese eine stratigraphische Abfolge vermuten. Die Hauptmasse des Karbonatquarzites („Lias“) liegt unten. Dolomitbreccien nehmen eine mittlere Lage ein. Grünschiefer und „Radiolarit“ („Oberjura“) liegen verhältnismäßig hoch oben in der Schichtfolge.

Zunächst folgen über dem Kalkmarmor des Liegendteiles mächtiger Karbonatquarzit, Schwarz- und Kalkschiefer. Dann stellen sich mehrere deka-m mächtige Dolomitbreccien mit Matrix aus Karbonatquarzit und Kalkschiefer ein. Die Breccien können vorzüglich am Grat zwischen Gfrerer- und Ochsenkarl, an den Einsenkopf-N-Wänden, an der NE-Ecke des Ochsenkarls, im Bachriß des Lippkares und in fensterförmiger Position in der Schlucht westlich Lippbauernhütte studiert werden. Grünschiefer mit Epidosit tritt in 2 dünnen Bändern im Kalkschiefer des Grates zwischen Gfrerer- und Ochsenkarl auf. Er überquert als 1,5 m mächtige Bank diesen Grat in SH. 2270 m. Dann streicht er durch die Wände des Eisenkopfes. Der „Radiolarit“-verdächtige biotitführende Karbonatquarzit und Chäno-

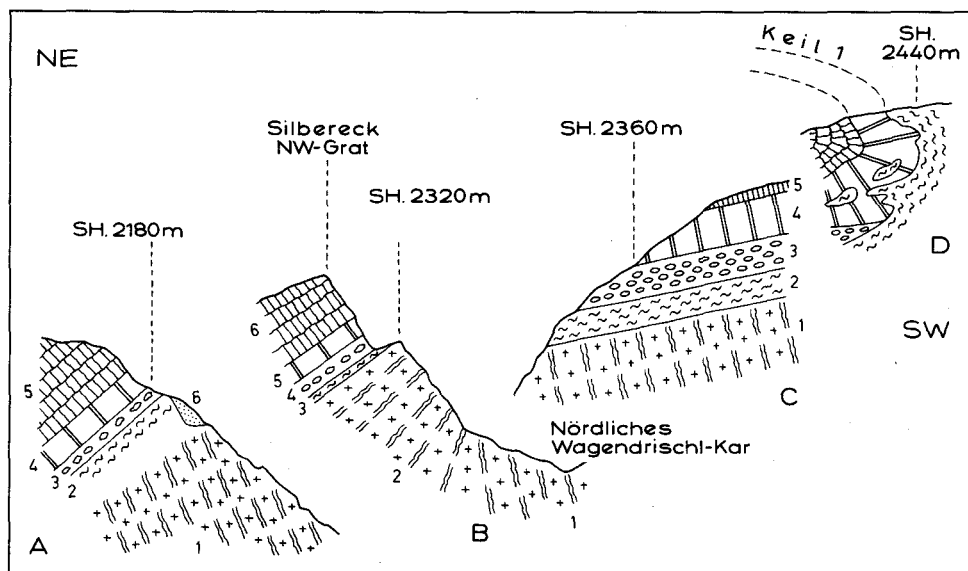


Abb. 16: Transgressions-Diskordanz der Silbereckserie (N-fallend) über dem steil S-fallenden Schollenmigmatit von Rotgülden. Profile östlich des Unteren Rotgüldensees.

Fig. A: Silbereck-NW-Kamm, 800 m südöstlich Rotgüldenseehütte. 1 = Migmatit von Rotgülden, s: 140/58 SW. 2 = phyllonitisierter augiger Migmatitgneis (15 m), s: 165/55 E. 3 = Geröllquarzit (6 m). Eckige und längliche Gerölle aus Gangquarz und Aplitgneis sind schichtig angeordnet. Längung der Gerölle parallel zur Lineation des Gesteins (Phengit-Elongation). Kalkschieferlinsen mit Magnetit. Torpedoförmig deformierte Quarzgerölle sind bis 40 cm lang. 4 = Farbloser Dolomit (15 m) mit Magnetit-Knauern. 5 = grauer gebänderter Kalkmarmor. 6 = Moräne. Sie verdeckt hier die Zwischenstadien der Phyllonitisierung des Migmatits.

Fig. B: Silbereck-NW-Grat, Flanke zum Nördlichen Wagendrischl. 1 = Bänder- und Schollenmigmatit, Ausbildung wie im Steinbruch bei der Rotgüldenseehütte. Steil S-fallend aufgeschlossen im Bachbett des Nördlichen Wagendrischl-Kares. 2 = Allmählich umgeschieferter und in den oberen Partien N-fallender Migmatit von Rotgülden (80 m). 3 = Gneisphyllonit (3 m), teilweise verquarzt. s: 130/27 NE. Faltenachse: 57/32 NE. 4 = Geröllquarzit (10 m). Er enthält eckige und linsenförmige Gerölle aus Gangquarz (70 cm Durchmesser), Aplit und Kalkschieferlinsen mit Magnetit. s: 145/34 NE. Lineation: 63/27 NE. 5 = Farbloser Dolomit (12 m). s: 130/45 N, Faltenachse: 20/16 N. 6 = Grauer gebänderter gefalteter bituminöser Kalkmarmor (40 m). s: 120/28 NE. Faltenachse: 40/28 NE.

Fig. C: Nordwand des Felsrückens zwischen Nördlichem und Südlichem Wagendrischl. 1 = Migmatit von Rotgülden, steil S-fallend. 2 = Gneisphyllonit (15 m). 3 = Geröllquarzit (20 m). Faltenachse: 80/0 bis 20 W. Die Gerölle bestehen aus Gangquarz (Durchmesser 50 cm). Sie sind in Richtung der Faltenachse im Verhältnis 1 : 10 gelängt. 4 = Dolomit. 5 = Kalkmarmor.

Fig. D: S-Kante des Felsrückens zwischen Nördlichem und Südlichem Wagendrischl. Scharnierförmige Wurzel des Gneiskeiles 1. Der Gneisphyllonit steht vertikal und ist innig mit Dolomit verknüpft. Brotlaibförmige Blöcke (Boudins) aus Granitgneis mit 0,4 x 0,6 m Querschnitt schwimmen im Dolomit. Zwischen Gneisphyllonit und Dolomit keilt der Geröllquarzit aus.

poditschiefer steht östlich vom Mundloch des Friedrichstollens an. Er streicht zur Scharte südlich des Salzkopfes und in das Ochsenkarl. Dort ist er in der Schlucht des Baches, welcher das Ochsenkarl entwässert, zwischen SH. 2040 und 2060 m zuletzt aufgeschlossen.

Über den Bündnerschiefern liegen am Salzkopf tektonische Schuppen mit mehrfachen Folgen aus Quarzit, Dolomit und Kalkmarmor. Über stehengebliebene Felspeiler in den Abrißmuscheln des Lippkar-Bergsturzes treten sie mit den Tauchfalten und tektonischen Schuppen des Silbereck-NE-Grates in Verbindung. Darüber folgen die Bündnerschiefer und Dolomitbreccien des Plötsch, Schwarzschiefer, Quarzit und Kalkmarmor des Blasnerbauers (hangender Teil der Silbereckserie) und die Überschiebung der Mureckdecke.

Quarzit am Salzkopf enthält Turmalin (3 mm) und Granat (5 mm). Serizit-Quarzschiefer führt hier Blasten von Biotit und Pyrit. Farbloser Dolomit weist 5 mm großen Phogopit auf.

Ein prächtiges kontinuierliches Profil durch die Tauchfalten und tektonischen Schuppen liefert der Silbereck-NE-Grat von der Scharte nordöstlich Eisenkopf („Magnetitscharte“) bis zum Gipfel des Ochsenkopfes (Überschiebung der Mureckdecke). Längs dieses Gratabschnittes und der beidseitigen Bergflanken sind die nach unten ausspitzenenden Gneiskeile 2, 3 und 4 mit begleitenden Tauchfalten und Schuppen aus Geröllquarzit, Quarzit, Dolomit und Kalkmarmor zu sehen. Es handelt sich um tektonische Wiederholungen des Liegendteiles der Silbereckserie, die von oben in die Bündnerschiefer eintauchen.

Tafel 2, Fig. 8 gibt das tatsächliche Bewegungsbild um die SE-streichende Haupt-Faltenachse wieder. Hingegen folgt das Detailprofil der Tafel 3 dem winkelig verlaufenden Grat im schleifenden Schnitt zum Streichen der Schichten und erzeugt kleine Verzerrungen der Fallwinkel und Mächtigkeiten der Schichten. Dafür enthält dieses Detailprofil alle beobachteten Gesteinslagen und ist nachprüfbar.

In der älteren Literatur (z. B. EXNER 1940, p. 249, Fig. 1) wurden einige Gratzacken anders benannt als heute. Damalige topographische Karten und auch Auskünfte von Jägern und Almvolk lieferten eine teilweise von der heute verbindlichen Österreichischen Karte 1 : 50.000 abweichende Benennung. Um Mißverständnisse zu vermeiden, sei die neue Benennung mit der alten (in Anführungszeichen) kurz verglichen: Silbereck = „Silbereck“. Gipfel SH. 2792 m = „Südlicher Ochsenkopf“. Eisenkopf = „Nördlicher Ochsenkopf“. Gipfel SH. 2750 m = „Eisenkopf“. Ochsenkopf = „Kleiner Eisenkopf“.

Querfalten um NE-Achse überprägen zwischen „Magnetitscharte“ und Ochsenkopf recht allgemein die Haupttektonik um SE-streichende Achse. Auf den Schieferflächen beobachtet man häufig 2 Lineationen. Achse alt entspricht der Elongation der Glimmer und der Orientierung des Zeilengefüges. Sie streicht SE bis ESE. Überprägt wird sie von einer jungen Knitterungsachse, die NE bis NNE streicht. Ausnahmen von dieser Regel deuten darauf hin, daß mitunter Kristallisationen (Mineralelongationen und Zeilenbau) mit der Querfaltung zeitlich interferieren. Querfalten um NE-Achse sind auch im 10 m-Bereich sichtbar.

Der Phengitquarzit mit vermutlichen Geröllen aus Quarz am Grat südwestlich Gipfel SH. 2750 m (Tafel 3, Signaturen 19, 20 und 22) zeigt Deformation nach 2 Faltenachsen (ESE und NNE), was die Unterscheidung zwischen deformierten Geröllen und Mobilisaten (Quarzknuern) schwierig macht. In streichender Fortsetzung befindet sich aber im Altenbergtal 20 m mächtiger Quarzit mit deutlichen Geröllen (300 m wsw. P. 2040).

Östlich über diesem P. 2040 im Altenbergtal führt der farblose Kalkmarmor unter dem Keil 3 Tremolith. Der Kalkmarmor besitzt eine straffe Lineation (Serizit). Die Tremolithkristalle sind regellos über die s-Fläche verteilt. Die Tremolith-Kristallisation erfolgte hier erst nach der Deformation des Kalkmarmors.

3.2.6. Zwischen Altenberg- und Liesertal (Torbach)

Diesen Abschnitt der Silbereckserie beherrscht der Gebirgskamm: Altenbergscharte – Schurfspitze – Oblitzen – Storzspitze mit steilen Flanken zum Altenberg- und Liesertal.

Der orographisch richtige, eigentliche Oberlauf der Lieser entspringt im Seekar (Lanischseen) und heißt Torbach (unterirdische Karstläufe dieses Baches im Dolomit und Kalkmarmor der Silbereckserie mit torförmigen Ein- und Ausläufen). Die landschaftlich hervorragend schöne Karstquelle eines südlichen Nebenbaches (südöstlich Ochsenhütte) trägt den orographisch nicht gerechtfertigten, aber eingebürgerten Namen: Lieser Ursprung (mit „Lieserwand“ und Lieserkar). Im vorliegenden Kapitel behandeln wir die Silbereckserie bis zum Torbach und dessen Fortsetzung als Lieser.

Die Silbereckserie streicht im vorliegenden Abschnitt SSE. Der Grat zwischen Schurfspitze und Oblitzen verläuft senkrecht zur Streichrichtung und vermittelt ein vortreffliches Querprofil. Allerdings komplizieren NE bis ENE streichende Querfalten den Bau erheblich. Sie bedingen eine Anschoppung der Bündnerschiefer im Liesertal zwischen Ochsenhütte und Lieserfall und den 2,3 km langen Ausläufer zwischen diesem und Jh. Pölla.

Trotzdem sind die wesentlichen tektonischen Eigenschaften der Silbereckserie hier klassisch entwickelt und leicht und sehr übersichtlich beobachtbar. Es handelt sich um (1) die Transgressions-Diskordanz an der Basis der Silbereckserie über dem Gneis des Rotgülden-Kernes im Kessel ssö. Schurfspitze, um (2) den Gneiskeil, der vom Rotgülden-Kern ENE-vergent in den Dolomit vorgetrieben wurde (Grat von der Altenbergscharte zur Schurfspitze), um (3) Walzen von Dolomit und Kalkmarmor, die den Gneiskeil östlich umhüllen und gegen die stratigraphisch auflagernden Bündnerschiefer vorgepreßt sind und sie teilweise überwalzen (Felswände onö. Schurfspitze, gegen das Altenbergtal), um (4) Zusammensetzung und Zunahme der Metamorphose der Bündnerschiefer im Liesertal bei der Ochsenhütte (kalkarme und -reiche Bündnerschiefer, Karbonatquarzite, Dolomitbreccien und Grünschiefer; Sprossen von Oligoklas, Biotit und Granat) und (5) die grandiose messerscharfe Überschiebung des Mureckgneises auf die Bündnerschiefer, 2,7 km lang im Steilhang südlich der Oblitzen und Storzspitze kontinuierlich aufgeschlossen und prächtig kontrastreich in der Landschaft sichtbar.

Ausführliche Beschreibungen und Abbildungen liegen bereits vor (EXNER 1939, p. 293, 295, Abb. 1, 2, 5; 1940, p. 254–255, 258, 262–267, Fig. 5, 8–11, Abb. 1, 2; 1953, Abb. 3).

Unter der diskordanten transgressiven Auflagerung der Silbereckserie besteht der Rotgülden-Kern aus migmatischem Aplitgranitgneis, der an der Altenbergscharte in den Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden übergeht. Die s-Flächen streichen um N-S, stehen saiger, oder fallen mittelsteil nach W. Die höchsten Lagen des Gneises sind phyllonitisch umgeschiefert und konform zur auflagernden Silbereckserie (mittelsteiles E-Fallen) orientiert. Der Bereich der Umschieferung mit altem und neuem s ist gut beobachtbar. Die Mächtigkeit des Gneisphyllonits beträgt 10 bis 15 m. Darüber lagert nach einer aufschlußlosen Strecke von wenigen m der E-fallende Dolomit der Silbereckse-

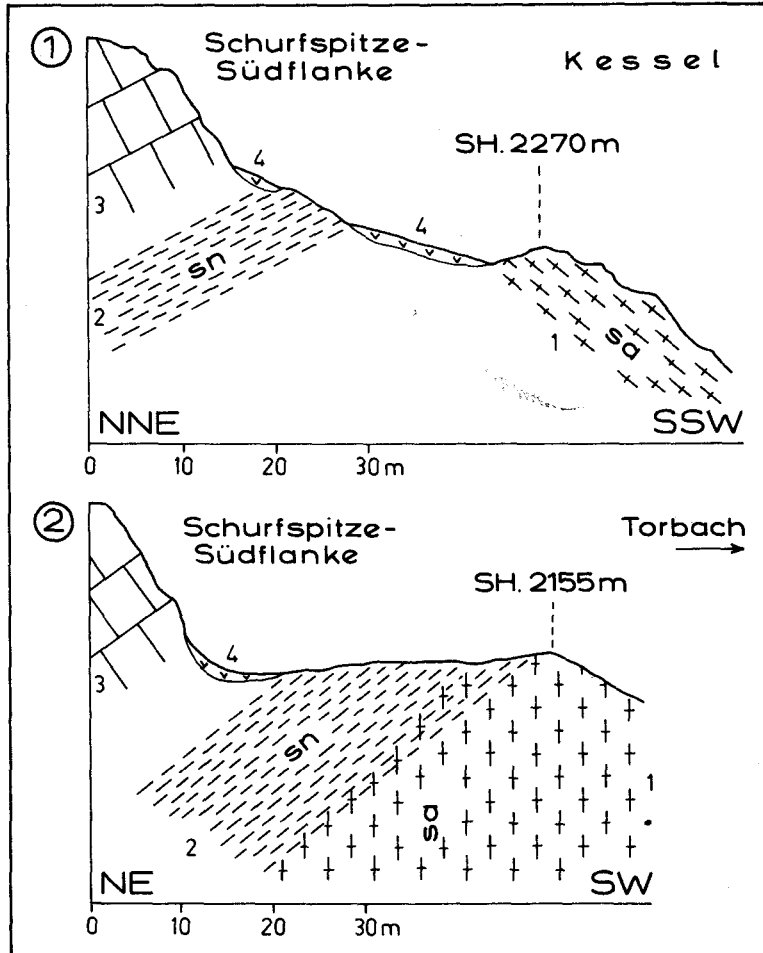


Abb. 17: Diskordante Lagerung der Silbereckserie auf Gneis des Rotgülden-Kernes. S-Flanke der Schurfspitze im Kessel. Disharmonische Bewegung während der alpidischen Orogenese erzeugte in den höchsten Gneisslagen eine Umschieferung konform zur Transgressionsfläche. Zeichenerklärung: sa = s alt, vor der Transgression geprägtes s des Gneisses. sn = s neu, alpidisch geprägtes s des Gneissphyllonits.

Fig. 1: 1 = Migmatischer Aplitgranitgneis. s: 20/40 W. 2 = Gefalteter Gneissphyllonit. s: 100/35 N. 3 = Dolomit. s: 80/35 N. 4 = Gehängeschutt.

Fig. 2: 1 = Migmatischer Aplitgranitgneis. s: 155/ saiger. 2 = Gneissphyllonit. s: 90/35 N. 3 = Dolomit. s: 130/35 NE. 4 = Gehängeschutt.

rie (Abb. 17). Im Landschaftsbild tritt die Diskordanz zwischen W-fallendem Gneis und E-fallender Silbereckserie besonders deutlich in Erscheinung (EXNER 1940, Fig. 5).

Der Gneiskeil des Schurfspitze-W-Grates ragt senkrecht zum Streichen 200 m in die umhüllende Dolomitwalze ENE-vergent hinein. Eine 5 m mächtige tektonische Grobmengung begleitet die Grenzfläche beider Medien. Der farblose Dolomit führt Phlogopit (12 mm Ø) und auf s massenhaft angehäuften hellgrünen Tremolithsäulen (2 cm lang). Am Schurfspitze-Gipfel steckt im Dolomit eine 0,1 bis 0,5 m mächtige Biotitschieferlage, die sehr viel Apatit enthält. Umhüllt wird der Dolomit von Tremolith-führenden Kalkmarmorwalzen mit eingefaltetem Quarzit, Graphitquarzit, Dolomit und Kalkschiefer.

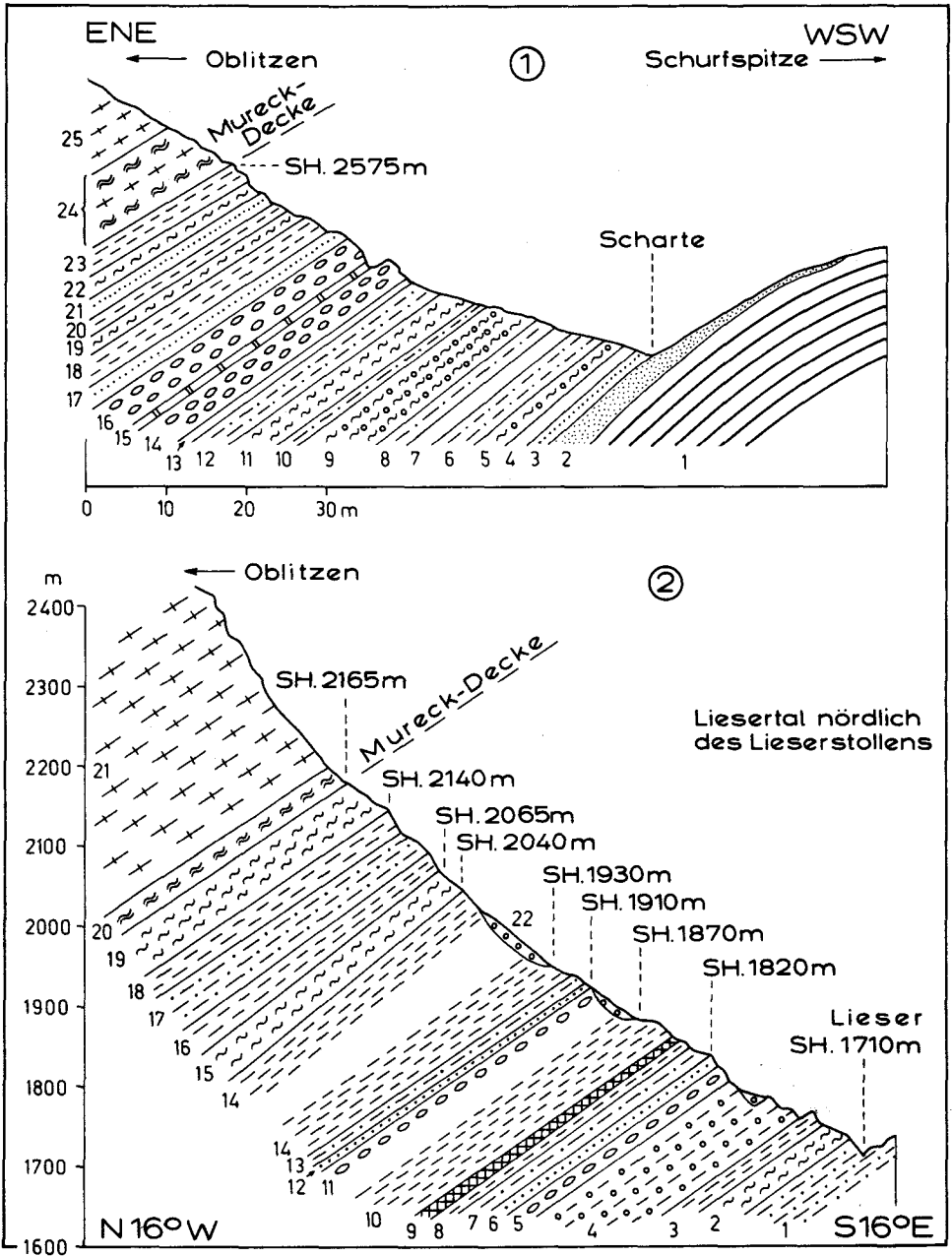
Die Mächtigkeit der Bündnerschiefer, die generell auf dem Kalkmarmor liegen, örtlich jedoch auch vom Kalkmarmor überwalzt werden, beträgt am Grat bloß 50 m (Abb. 18, Fig. 1) und infolge tektonischer Anschoppung im Liesertal 1 km, wovon der nördliche Teil mit 800 m Mächtigkeit in Abb. 18, Fig. 2 dargestellt ist. Innerhalb der Bündnerschiefer zieht ein schmales Dolomit- und Dolomitbreccienband aus dem Altenbergtal (SH. 1700 m) zum Oblitzen-W-Grat (Abb. 18, Fig. 1, Signaturen 14–16). Zwei Dolomitbreccienzüge befinden sich nördlich der Lieser (Abb. 18, Fig. 2, Signaturen 5 und 11). Hier steht auch ein 0,5 bis 2 m mächtiger Grünschiefer an, den ich auf 800 m Länge verfolgen konnte. Der Schwarzschiefer bei der Ochsenhütte ist reich an Oligoklasblasten.

Der Lieserfall folgt einer NNW streichenden tektonischen Störung. „Trias“ (Quarzit und Dolomit) riegtel im Zuge einer Querfaltung die Bündnerschiefer nordöstlich des Lieserfalles beinahe gänzlich ab. Nur das merkwürdige Gebilde des wenige m dünnen, jedoch 2,3 km langen und zwischen Gneis eingekeilten Ausläufers der Silbereckserie reicht von 700 m südlich Harrerspitze bis 450 m nordöstlich Jh. Pölla. Auf weiten Strecken wird dieses dünne Gesteinsband der Silbereckserie von Blockwerk und verrutschten Gneispartien des Bergsturzes südwestlich Storzspitze verhüllt. Ein Profil wurde bereits mitgeteilt (EXNER 1971 a, Abb. 3, Signaturen 13 bis 15). Schwarzschiefer und Karbonatquarzit des Bündnerschiefers am E-Ende des Gesteinsbandes enthalten Oligoklasblasten.

3.2.7. Zwischen Lieser- und Maltatal

Dieser Abschnitt ist zunächst durch den nach SE abtauchenden Rotgülden-Kern und die Wurzel der Mureck-Decke charakterisiert. Diese wurzelt im Rotgülden-Kern. Sie stellt einen aus den obersten Partien des Rotgülden-Kernes NE- bis N-vergent vorgedrungenen Gneislappen (parautochthone Decke) dar. Die Silbereckserie bildet die transgressive Sedimenthülle des Rotgülden-Kernes und formt unter der Wurzel der Mureck-Gneisdecke eine nach S geschlossene Faltenmulde mit stratigraphisch aufrechter Schichtfolge über der N-Flanke des Rotgülden-Kernes und mit stratigraphisch verkehrter Schichtfolge unter der Mureck-Gneisdecke (Tafel 4 links, Fig. 4 und 5).

Hingegen fehlt zumeist die sedimentäre Auflagerung (Silbereckserie) über dem Gneis der Mureck-Decke. Zu erklären ist dies durch Abscherung der Sedimenthaut während der N-vergenten Überschiebung der Storzserie über den Mureckgneis. Über der Wurzel der Mureck-Decke lagern an der Basis der Storzserie Granatglimmerschiefer der zentralen Schieferhülle, somit stratigraphisch unsicherer Zuordnung: Schulter und Sockel der Gipfelpyramide des Schober Eisig. Siehe Tafel 4, Fig. 5 und 6, Signatur 6 („Moar-Eissig-



„Schiefer“ in EXNER 1971 a, p. 26–27)! Weiter nördlich, außerhalb des Bereiches von Tafel 4 verbliebene Reste der Sedimenthaut (Silbereckserie) zwischen und über dem Mureckgneis wurden bereits detailliert beschrieben (EXNER 1971 a, p. 11, 25–26, Abb. 2 und 3).

Die im N mit tangentialer Transporttektonik über die Mureck-Decke hinweggeglittene Storzserie verspießt sich mit Einengungstektonik (Raumverkürzung und intensive Verfaltung) in der S-Flanke des Rotgülden-Kernes, der schließlich nach SE in schmalen Gneislamellen im Zuge dieses Faltenbaues auskeilt. Unterschoben wird der Rotgülden-Kern auch durch die nach E eintauchende und auskeilende Hafner-Migmatitserie und durch den südlich anschließenden Hochalm-Granitgneis (Hochalm-Gneislamelle).

Die im Melnikkar (Tafel 4, rechts) befindlichen Gesteinszüge der Silbereckserie gehören der sedimentären Hülle der S-Flanke des Rotgülden-Kernes an. Sie sind in N-vergente liegende Falten gelegt (Marmorzüge III und VI nach EXNER 1940, p. 272–281). Marmorzug III bildet boudinierte Schollen und eine Liegendfalte. Marmorzug IV umhüllt eine Tauchfalte der Storzserie. Die Marmorzüge V und VI umhüllen einen N-vergenten Lappen des Hochalmgneises und setzen sich mit 200 bis 300 m Mächtigkeit in die Tiefe fort (Lieserstollen, Tafel 4, Fig. 3). Der Orthogneis des Rotgülden-Kernes spitzt zwischen den Liegendfalten seiner sedimentären Hülle in Form dünner Gneislamellen aus (Tafel 4, Fig. 4). Nur der vereinigte Marmorzug IV und V verläßt in SE-Richtung das Melnikkar, zieht durch die Loibspitze-SW-Wand und erreicht auf Kartenblatt Spittal/Drau den Talgrund des Maltatales.

Im Zuge des Faltenbaues im Melnikkar entstanden im mega- und mikroskopischen Bereich Grobmengungen zwischen Orthogneis und Kalkmarmor (interessante Mischgesteine: „Kalkgneise“, Melnikkareffekt). Die Bündnerschiefer werden zu grobschuppigen

Abb. 18: Die Bündnerschiefer unter der Überschiebung der Mureckdecke.

Fig. 1: Reduzierte Mächtigkeit (50 m) im Profil an der Scharfe zwischen Schurfspitze und Oblitzen. Der Weißschiefer (Gneisphyllonit) an der Basis des Granitgneises der Mureckdecke führt Disthen. 1 = Kalkmarmor. 2 = Graphitquarzit. 3 = Quarzit. 4 = Lagerquarz (1 m). 5 = Granatschwarzschiefer. 6 = Karbonatquarzit. 7 = Lagerquarz (2 m). 8 = Karbonatquarzit. 9 = Granatschwarzschiefer. 10 = Karbonatquarzit (1 m). 11 = Schwarzschiefer (3 m). 12 = Karbonatquarzit (3 m). 13 = Lagerquarz (0,5 m). 14 = Dolomitbreccie, 4 m (Dolomitlinsen in karbonatquarzitischem Bindemittel). 15 = Dolomit (0,5 m). 16 = Dolomitbreccie (4 m). 17 = Quarzit (2 m). 18 = Kalkschiefer (3 m). 19 = Schwarzschiefer (1 m). 20 = Kalkschiefer (1 m). 21 = Quarzit (1 m). 22 = Schwarzschiefer (2 m). 23 = Kalkschiefer (2 m). 24 = Weißschiefer (Gneisphyllonit) mit Disthen und Pyrit, lagenförmig abwechselnd mit Granitgneis in verschiedenen Stadien postkristalliner Deformation und phyllitischer Rekristallisation, durchzogen von Quarzknuern. Raumlage der Überschiebungsfläche (Basis der Mureckdecke): 165/40 E. 25 = Granitgneis (Mureckgneis).

Fig. 2: Tektonische Anschoppung (> 800 m) im Profil nördlich der Lieser. Hier enthalten die Bündnerschiefer auch eine Grünschieferlage. 1 = Karbonatquarzit. 2 = Schwarzschiefer mit Quarzitlage. 3 = Kalkschiefer. 4 = Granatschwarzschiefer. 5 = Dolomitbreccie mit bis 30 cm langen Dolomitlinsen in Bindemittel aus Kalkschiefer. 6 = Phengitquarzit. 7 = Karbonatquarzit. 8 = Kalkschiefer. 9 = Grünschiefer. 10 = Kalkschiefer und Karbonatquarzit, s: 115/35 N. 11 = Dolomitbreccie, 4 m (Dolomitlinsen in karbonatquarzitischem Bindemittel). 12 = Quarzit. 13 = Karbonatquarzit. 14 = Kalkschiefer, s: 80-120/35-40 N. 15 = Schwarzschiefer. 16 = Kalkschiefer. 17 = Karbonatquarzit. 18 = Kalkschiefer. 19 = Schwarzschiefer. 20 = Weißschiefer (Gneisphyllonit), 3,5 bis 5 m. 21 = Granitgneis, im unteren Teil von Weißschieferlagen durchzogen, s: 113/38 N. 22 = Moräne.

Granatglimmerschiefern. Der Stoffumsatz (Mobilität) bei dieser Faltung und Gesteinsmetamorphose war kräftig. Es fehlen jedoch magmatische Quergriffe (Apophysen) in den Gesteinen der Silbereckserie. Die Haupttektonik gehorcht ESE streichender Faltenachse. Sehr kompliziert wird zusätzlich der Faltenbau des Melnikkares durch meist jüngere Querfaltung um meridionale Faltenachse.

3.2.7.1. Der deformierte Dom des Rotgülden-Kernes im Lieserkar und an der Ostflanke der drei Gipfel des Malteiner Sonnblicks

Südlich des Torbaches (Lanisch-Seen) bildet der Rotgülden-Kern einen mittelsteil NE einfallenden, deformierten Gneisdom. Im N und S wird er von Silbereckserie umhüllt. Oben sitzen der Erosion entgangene Sedimentkappen auf (Marmorzug I und II des Melnikkares). Zwischen Marmor I und II befindet sich die Wurzel der Mureck-Decke (Tafel 4, Fig. 1 und 2).

Die stratigraphisch aufrechte Schichtfolge der Silbereckserie über der N-Flanke des Rotgülden-Kernes läßt sich im „Lanisch“ Seekar (Kalte Seite) und im Lieserkar gut studieren und ist auch an den kappenförmigen Erosionsresten auf dem Gneisdom (Gipfelgrate) vorzüglich einsehbar.

Die transgressive Flächendiskordanz beobachtet man an der W-Flanke des Grates P. 2426 zwischen „Lanisch“ Seekar und Lieserkar (Taf. 4, Fig. 1). Der Granitgneis des Rotgülden-Kernes zeigt NW-fallende s-Flächen, die Silbereckserie streicht regional SE mit NE-fallenden Flächen. Allerdings kommen in der Silbereckserie des Bereiches um das Lieserkar auch häufig sekundäre Falten um NNE-Achse vor. Der Granitgneis führt in seinen höchsten Lagen viel Phengit (epimetamorphe Rekristallisation). Darüber folgt 0,3 bis 0,5 m mächtiger, Mikroklin-führender Biotit-Phengit-Albit-Quarz-Schiefer („permische Arkose“: SH. 2320 m, 160 m nordwestlich P. 2426) und darüber Dolomit und Kalkmarmor.

An der Karschwelle des Lieserkares sind Aplitgneis und Dolomit zu einem 5 bis 10 m mächtigen Mischgestein verfaltet (südwestlich P. 2182).

Steigt man vom Lieserkar, 150 m südlich des östlichen Wasserschluckloches nach E zur „Lieserwand“ auf, so beobachtet man von unten nach oben folgendes Profil (Taf. 4, Fig. 2):

Aplitgneis des Rotgüldenkernelnes

Quarz-Lagergang (20 m mächtig)

Übergang von Augengranitgneis zu Weißschiefer (30 m) mit Quarzmobilisaten. Intensive Faltung.

Der Weißschiefer (Phengit-Quarz-Phyllonit) geht an Bewegungszonen genetisch deutlich aus Augengranitgneis hervor und ist somit als Gneisphyllonit anzusprechen. Raumlage: s: 115/26 N, Faltenachse: 30/26 N

Weißschiefer (1,5 m) mit großen Blasten von Disthen und Chloritoid. SH. 2280 m

Serizitphyllit (3 m) mit Pyritblasten

Geröllquarzit („Permo-Skyth“) 3 m, mit 1 cm großen, farblosen Quarzgeröllchen und mit grobschuppigem dunkelgrünem Phengit-Quarzit

Dolomit (40 m) mit einer Zwischenlage von Serizitschiefer, Rohwacke und Kalkmarmor

Kalkmarmor. SH. 2315 m. „Lieserwand“. Verfaltet mit Dolomit. Raumlage: s: 107/17 N, Faltenachse: 30/17 N.

Dieses Profil zeigt somit keine Erhaltung der primären Transgressions-Diskordanz zwischen Gneis und auflagernder Silbereckserie, sondern tektonische Gleichschichtung (sekundäre Konkordanz). Die hangenden Lagen des Gneises sind zu Weißschiefer verformt unter Feldspatabfuhr, Quarzmobilisation und Blastese von Disthen, Chloritoid und Pyrit. Der geröllführende Quarzit („Permo-Skyth“) der Basis der Silbereckserie schwillt 100 m nördlich des Profiles mächtiger an und enthält dort auch eine Graphitquarzitlage. Dort sind im Quarzit 2 Lineationen mit deutlicher Überprägung beobachtbar. Lineation alt (Elongation des Hellglimmers): 140/40 NW. Lineation neu (Knitterung): 10/20 N. Somit Deformation zuerst um die regionale SE-Achse und erst später um die annähernd meridionale Querachse!

Gegen S gibt es am Fuße der 1,2 km langen Lieserker-SE-Wand N-vergent in die Silbereckserie vorgetriebene Keile des Rotgülden-Kernes. Der Graphitquarzit an der Basis der Silbereckserie wird hier bis 40 m Mächtigkeit tektonisch angeschopt.

Als Erosionsrest (Marmor I) lagert die Silbereckserie mit ihrem basalen Teil modellförmig dem Rotgülden-Kern südlich des Lieserkares auf (Kuppe SH. 2793 m am SE-Grat des Kleinen Malteiner Sonnblicks, Tafel 4, Fig. 2). Von unten nach oben beobachtete ich hier folgendes Profil:

Granitgneis des Rotgülden-Kernes mit Weißschieferlagen. Diese enthalten etwa 100 m westlich der Kuppe SH. 2793 m, große Blasten von Chloritoid und Granat. Am N-Sockel der Kuppe finden sich in diesen Weißschieferlagen Disthen, Granat, Chloritoid und Chlorit. Raumlage: s: 135/22 NE, Lineation: 127/10 SE.

Graphitquarzit (8 m), sekundär tektonisch angeschopt

Farbloser Quarzit („Permo-Skyth“) 4 m, mit Lagerquarz, Blasten von Turmalin und Magnetit und mit linsig boudinierten, 5 cm dicken Magnetitlagen. Raumlage: s: 150/22 E, Lineation: 112/10 E

Kalksilikat-Reaktionsgestein (5 bis 10 cm): Epidot-Chlorit-Quarz-Schiefer

Kalkmarmor (15 m). Kuppe SH. 2793 m.

Stratigraphische Analogien zum vorgenannten Profil des „Lieserwand“-Sockels sind unverkennbar, doch hat die metamorphe Stoffmobilisation wesentlich zugenommen. Wir befinden uns hier auf der Gewölbekuppel des von der Silbereckserie ummantelten Rotgülden-Gneisdomes.

Zwischen Kuppe SH. 2793 m und Grat SH. 2860 m (Marmor II, Tafel 4, Fig. 2) streicht die Wurzel der Mureck-Decke durch. Der Granitgneis des Rotgülden-Kernes erweist sich hier als phyllonitisiert. Die s-Flächen sind vertikal aufgerichtet und fein gefältelt. Raumlage in der N-Wand von Kuppe SH. 2860 m: s: 80/saiger, Faltenachse: 80/horizontal.

Südlich der Wurzel der Mureck-Decke fällt die S-Flanke des Rotgülden-Gneisdomes aberrant mittelsteil nach N und ist zusammen mit der Hülle des Gneisdomes in die Liegendfalten des Melnikkares gelegt.

Eine solche, nur 150 m tief eintauchende Synklinale der Silbereckserie baut die Kuppe SH. 2860 m auf (Tafel 4, Fig. 2). Der farblose Dolomit ist mit dem unterlagernden Granitgneis zu einem prächtigen tektonischen Mischgestein verformt (W-Flanke der Kuppe). Darüber folgen Kalkmarmor und am Grat Kalkschiefer mit Epidot-Magnetit-Karbonatquarzit.

Östlich davon stellen sich Querfalten um NE-Achse ein. Sie bedingen zwischen Kuppe SH. 2860 m und dem Großen Melniksee eine mehrfache Aufspaltung und komplizierte Verformung der ursprünglich einfachen Synklinale.

Weiter südlich befinden sich in der S-Flanke der Karriegels SH. 2680 m (Tafel 4, Fig. 2) Kalkmarmorlagen, die mit Granitgneis verfaltet sind. Dieser ist in seinem S-Abschnitt arg deformiert und wird von Hafner-Migmatitserie, Hochalm-Gneislamelle, Tonalitgneisdecke und Bändergneis (Dach des Göß-Kernes) in der Tiefe des Maltatales bei der Gmünder Hütte unterlagert.

3.2.7.2. Die Wurzel der Mureck-Decke

Zunächst treibt der Rotgülden-Kern die Gneiskeile des Waschganges und Ebenlanisch-Sees NE- bis N-vergent gegen die Silbereckserie vor. Dann überwalzt er sie 6 bis 8 km nach N als Mureck-Decke. Der Augen-Granitgneis des Großen Melniksees und des Grates: Waschgang – Moar Eisig – Melnikscharte verbindet Rotgülden-Kern mit Mureckgneis. Der stratigraphisch untere Teil der Silbereckserie (Quarzit, Dolomit, Kalkmarmor) schlingt sich stirnförmig um die beiden Gneiskeile herum und liegt verkehrt unter dem Mureckgneis. Dazwischen bildet der stratigraphisch obere Teil der Silbereckserie (Bündnerschiefer) eine nach S und oben ausspitzen Mulde. Siehe Tafel 4, Fig. 3 bis 6!

Der Gneiskeil des Waschgang-Gipfels ragt 550 m nach N in die Silbereckserie vor. Diese beschreibt unter ihm eine Liegendfalte mit Gneis, Gneisphyllonit, Dolomit, Kalkmarmor und Kalkschiefer in der Waschgang-E-Flanke und ein langgezogenes Kalkmarmorband mit Kalkschiefer-Synklinale am Waschgang-W-Grat. Der Kalkmarmor reagierte örtlich an der Berührung mit dem Gneiskeil zu Kalksilikatschiefer (Epidosit in der „Ödenlanisch-Rinne“, 400 m nördlich Waschgang). Der Dolomit führt Phlogopit (4 mm Ø) und Tremolith (40 mm lange und 6 mm breite Prismen). Der Gneiskeil rotiert um ESE-streichende Faltenachse und ist örtlich zu Disthen- und Chlorit-führendem Weißschiefer deformiert.

An den Karplatten nordöstlich des Ebenlanisch-Sees sind 2 Gneiskeile aufgeschlossen. Der untere befindet sich in der streichenden Fortsetzung des Keiles vom Waschgang-Gipfel und ist 100 m weit in den Dolomit vorgetrieben. Er verursacht prächtige Mischgesteine Gneis/Dolomit 150 m östl. Ebenlanisch-See. Der obere Gneiskeil ragt 650 m weit gegen die Silbereckserie vor und wird von Dolomit umrundet. Unter dem Gratzacken P. 2517 geht er in den Mureckgneis über (Tafel 4, Fig. 4). Hier ist die verkehrt liegende stratigraphische Abfolge unter dem Mureckgneis bis zum Lieserfall großartig entwickelt, und zwar von oben nach unten: Mureckgneis, grobschuppiger Gneisphyllonit, Quarzit und Graphitquarzit, Dolomit, Kalkmarmor, Bündnerschiefer.

Das Vorkommen der Silbereckserie im „Moar Eisig-Kar“ (Kar südwestlich Moar Eisig-Hütte) bildet ein tektonisches Fenster unter der Mureck-Decke. Die Verbindung mit der Silbereckserie des Ebenlanisch-Kares ist an der Scharte südwestlich Gratzacken P. 2517 vom Mureckgneis überwalzt. 20 m nordöstlich des N-Endes des „Moar-Eisig-Sees“ (SH. 2400 m) kann man vorzüglich die Grobmengung von Orthogneis (Granit- und Aplitgneis des Rotgülden-Kernes) mit Dolomit (Silbereckserie) beobachten:

Der schwach kalkhältige Dolomit enthält Quarz und Hellglimmer. Der Granitgneis führt in der Grobmengungszone 2 cm große, stark deformierte Knauf-Kristalle und ist stellenweise zu einem grünen Phengit-Quarz-Schiefer verformt. Dolomit und Orthogneis wurden miteinander B-tektonisch verwalzt. B-Achse: 105/horizontal. Haupt-s: 105/45 N. Senkrecht zur B-Achse: Inselgefüge. Parallel zur B-Achse: Stengeltektisches Mischgestein mit 3 m langen und 15 cm breiten Granitgneis- und Aplitgneis-Boudins im Dolomit. Unter dem Mikroskop: Vermengung beider Medien im mm-Bereich zu einem Mischgestein, das als

Knaf-Plag-Karbonat-Hgl-Qu-Gneis zu bezeichnen ist. Megaskopisches Foto in EXNER 1949, Abb. 1. Der schwach kalkhaltige Dolomit des Mischgesteines wurde dort irrtümlich „Kalkmarmor“ genannt!

Die Bündnerschiefer der unter den Gneiskeilen und unter der Mureck-Decke nach oben und S auskeilenden Faltenmulde erreichen im Eben Lanisch mehrere 100 m Mächtigkeit und tauchen auch im „Moar-Eisig-Kar“ wieder auf. Ihre Metamorphose hat im Vergleich zu nördlicheren Gebieten zugenommen. Echte Kalkglimmerschiefer mit 3 mm großem Biotit und Hellglimmer treten auf. Fuchsit ist lokal angereichert (z. B. in Karbonat-Quarz-Adern in SH. 2300 m, 300 m ö. „Moar-Eisig-See“). Kalksilikatschiefer (Epidosit) findet sich als Reaktionsprodukt an der Grenze zu Orthogneis (östlicher Teil des Eben Lanisch). Die Schwarzschiefer enthalten häufig Granat, Biotit und Oligoklas. Die in ihnen enthaltenen Quarzitlagen führen Biotit (östlich Ochsenhütte). Ein Grünschieferzug (wenige m mächtig) mit Ophikalzitschiefer steht im Ostteil des Eben Lanisch zwischen SH. 1980 und 2050 m an.

3.2.7.3. Das geologische Profil des Lieserstollens

Im Zuge des Baues der Kraftwerksgruppe Malta wurde zum Zweck der Beileitung des Wassers der Lieser zur Malta der Lieserstollen unter Eben Lanisch, Waschgang und W-Teil der Melnik Alm (Melnikkar) mit ca. 4 km Länge und 950 m maximaler Gesteinsüberlagerung (unter dem Waschgang) getrieben. Der Stollenbau vollzog sich ohne bemerkenswerte technische Schwierigkeiten. Er brachte aber ein neues interessantes Ergebnis:

Unter dem W-Teil des Melnikkars (ssw. des Großen Melniksees) durchörterte der Lieserstollen in rund 700 m Tiefe unter der Gebirgsoberfläche einen ca. 200 bis 300 m mächtigen, mittelsteil N-fallenden Gesteinszug der Silbereckserie, bestehend aus Dolomit, Kalkmarmor, Kalk- und Schwarzschiefer. Damit ist nachgewiesen, daß die Silbereckserie den Rotgülden-Kern auch im S in der Tiefe ummantelt. Ihre recht bedeutende Mächtigkeit im Stollen wird durch die an der Oberfläche des Melnikkars sichtbaren Querfalten um meridionale Faltenachsen mitbedingt.

Tafel 4, Fig. 3 zeigt das Vertikalprofil durch das Gebirge längs des Lieserstollens. Infolge schleifenden Schnittes der Profilebene zu den tektonischen ac-Flächen des B-Tektonits liefert das Profil verzerrte Fallwinkel, verzerrte Bewegungsbilder und nur in beschränktem Maße wahre Gesteinsmächtigkeiten. Die Verbindung des obertägigen Aufschlusses der Silbereckserie im Melnikkar und des betreffenden Aufschlusses im Lieserstollen südlich unter dem Großen Melniksee wurde weiß gelassen und nur strichliert angedeutet, da sie im Detail unbekannt ist.

Die baugeologische Stollenaufnahme erfolgte durch K. L. LIEGLER (1978). Freundlicher Weise führte mich Herr Kollege Dr. LIEGLER im September 1976 durch den Lieserstollen. Dabei konnte ich Proben für die petrographische Untersuchung entnehmen und einige Beobachtungen und Messungen durchführen. Das Vertikalprofil (Tafel 4, Fig. 3) zeichnete ich als Kombination von LIEGLER's Stollenband und meiner geologischen Obertage-Kartierung.

Technische Angaben über den Lieserstollen im Rahmen der Bachableitungen der Kraftwerksgruppe Malta können der Publikation von MUSSNIG et al. (1979) entnommen werden. Demnach stellt der Lieserstollen eine gerade Strecke zwischen dem nördlichen

Mundloch während des Stollenvortriebes (heute Einstiegschacht in der Nähe der Lieserbachfassung) und dem Gabelpunkt untertags im S bei ca. Stollenmeter 3.000 (Abzweigung der Melnikbachfassung) dar. Die Gesamtlänge des Beileitungsstollens Malta Nord (Lieser, Melnikbach, Maralmbäche, Moosbach, Krumpenbach) mit Ausfluß in den Vorspeicher Galgenbichl beträgt ca. 12 km. Die Stationierung (Zählung der Stollenmeter) beginnt bei der Bachfassung des Vorderen Maralmbaches mit Meter 0. Der Gabelpunkt befindet sich annähernd bei Meter 3.000; das nördliche Stollenmundloch annähernd bei Meter 7.000. Diese Stationierung wurde auf Tafel 4, Fig. 3 eingetragen. Sie liegt auch der folgenden Übersicht der wichtigsten im Lieserstollen beobachteten Gesteine und Strukturen zu Grunde.

Auf Grund eigener Beobachtungen im Stollen und auf Grund der Auswertung des LIEGLER'schen Stollenbandes bietet der Lieserstollen unter Vernachlässigung technischer Genauigkeit folgendes geologisches Profil von N 32° E nach S 32° W:

Meter 7000 bis 4770: Silbereckserie im N des Rotgülden-Kernes

Nördliches Stollen-Mundloch: Dunkler Kalkschiefer (Hgl-Plag-Kalzit-Qu-Schiefer) der Bündnerschiefer

Im Stollen übergehend in kalkhältigen Schwarzschiefer mit Quarzknuern (Gra-Hgl-Plag-Kalzit-Qu-Schiefer mit großen Blasten von Granat und Oligoklas). Dazwischen einige Kalkschiefer-Lagen. Der Granat-führende Schwarzschiefer ist häufig reich an Pyrit

5620: Kalkschiefer vorherrschend

5420: Kalkmarmor. Bei Meter 5340 grobkörniger farbloser Kalkmarmor mit Phlogopit. Bei Meter 5154: Grobkörniger farbloser Kalkmarmor mit Kalifeldspat. Mischgestein mit Orthogneis-Lamelle: Knaf-Kalzit-Bio-Hgl-Qu-Gneis

5120: Zwischenlagen von Kalkschiefer (Bündnerschiefer) im Kalkmarmor. Achse von Querfalten mit dm-Amplitude: 60/30 N. Der graue Kalkschiefer erweist sich hier als Granat und Biotit führender Hgl-Epi-Oligoklas-Kalzit-Qu-Schiefer mit großen Blasten von Rollo-Oligoklas. Bei Meter 5070 stehen innerhalb der Kalkschiefer auch kalkhältige Schwarzschiefer mit Quarzknuern an. Dieses Gestein stellt sich als Biotit-führender Gra-Hgl-Epi-Plag-Kalzit-Qu-Schiefer dar

4950: Farbloser reiner Kalkmarmor. Es folgt Granat-reicher Kalkschiefer (Bündnerschiefer)

4780 bis 4765: Grenze Silbereckserie/Rotgülden-Kern. Folgende konforme Schichtfolge vom Hangenden zum Liegenden:

(1) Granatführender Kalkschiefer

(2) Farbloser reiner Kalkmarmor (2,5 m mächtig)

(3) Quarzlager (2,5 m), s: 90/25 N

(4) Augengranitgneis

Meter 4770 bis 4360: Rotgülden-Kern

4770: Augengranitgneis

4700: Bändergneis, gefaltet mit Amplituden von dm bis m

4650 bis 4635: Biotit- und Chlorit-reicher Gneis bis Bänderamphibolit mit Aplit- und Quarzadern

4600: Gefalteter Gneis

4400: Gneis. Faltenachse: 75/55 E

4320 bis 4272: Granitgneis, Biotit-führend, ziemlich massig

4272 bis 4260: Augengneis

4260: Grenze Rotgülden-Kern/Silbereckserie. Konforme Lagerung von Schwarzschiefer (Bündnerschiefer) unter Augengneis. Längs der Fuge treten Quarzknuern auf (bis 1 m mächtig)

Meter 4260 bis 3780: Silbereckserie im S des Rotgülden-Kernes

- 4250: Kalkhaltiger Schwarzschiefer (Bündnerschiefer), Pyrit-reich und mit Knauern von Quarz und Kalzit
- 4182: Kalkhaltiger Schwarzschiefer mit Blasten von Amphibol (6 mm) und Rollo-Andesin (44% An). Das Gestein ist als Amphibol-Bio-Hgl-Andesin-Kalzit-Qu-Schiefer zu bezeichnen
- 4080: Schwach kalkhaltiger, farbloser, feinkörniger Dolomit
- 4040 bis 3970: Grobkörniger farbloser reiner Kalkmarmor
- 3950: Kalkschiefer
- 3925: Farbloser Kalkmarmor mit saigerem bis aberrant steil SW fallendem s
- 3885: Farbloser reiner Kalkmarmor, wiederum N-fallend
- 3840: Farbloser reiner Kalkmarmor mit vertikalem s
- 3802: Serizit-Epidot-Quarz-Schiefer mit großen Blasten von Biotit und Kalifeldspat (? eventuell in der Nähe einer Gneis-Einfaltung)
- 3790: Kalkschiefer mit großen Biotitblasten
- 3780: Grenze Silbereckserie/Hafner-Migmatitserie und Hochalm-Gneis. Konforme Lagerung von Biotit-reichem Schiefer mit dm-dicken Kalkmarmorlagen auf mittelsteil N-fallendem Gneis

Meter 3780 bis 3200: Hafner-Migmatitserie und Hochalm-Gneis

- 3670: Biotit-führender Gneis mit Aplitgängen
- 3635: Biotitschiefer
- 3625: Biotit-Granitgneis. Lineation: 110/5 E
- 3600 bis 3500: Biotit-Granitgneis, aplitisch durchädert
- 3500 bis 3400: Biotit-reicher Augengneis, aplitisch durchädert
- 3400 bis 3200: Biotit-Granitgneis, aplitisch durchädert. Stellenweise Biotit-reiche Schollen
- 3200: Grenze Hochalm-Gneis/Tonalitgneis ist unscharf

Ab Meter 3200: Tonalitgneisdecke

- 3200 bis 3000: Typischer Tonalitgneis. In ihm befinden sich stellenweise hellere (SiO₂ reichere) Partien
- Nach dem Gabelpunkt (Meter ca. 3000) verläuft die Fortsetzung des Lieserstollens in Richtung Bachfassung des Vorderen Maralmbaches annähernd im Streichen des Tonalitgneises: Typische Tonalitgneisproben wurden hier bei Meter 3000 und 2650 geschlagen. Der Tonalitgneis enthält zwischen Meter 2700 und 2200 zahlreiche biotitreiche basische Fische und mehrere Aplit-Generationen.

3.2.7.4. Falten im östlichen Melnikkar und Fortsetzung der Silbereckserie bis unter die Loibspitze

Die sedimentäre Hülle der S-Flanke des Rotgülden-Kernes besteht im östlichen Teil des Melnikkars aus 4 Liegendfalten der Silbereckserie. Eine schmale Fortsetzung der Silbereckserie reicht bis unter die Loibspitze (S-Rand des Kartenblattes Muhr) und bis in den Talgrund der Malta bei Feistritz.

Die 4 Liegendfalten wurden als Marmorzüge III bis VI bereits ausführlich mitsamt dem Ausläufer bis unter die Loibspitze beschrieben (EXNER 1940, p. 272–281). Im Zuge der Wiederbegehung und Kartierung auf der neuen topographischen Karte nahm ich einige zusätzliche Profile auf, führte systematische Messungen der Faltenachsen durch und untersuchte gründlich die Lokalität des legendären Pseudo-„Ganges“.

Tafel 4, Fig. 4 gibt die Profil-Übersicht und Tafel 5 das Detail längs des Melnikbaches. Südwestlich des Kleinen Melniksees hebt die Silbereckserie mit den Gesteinszügen III bis V über dem Rotgülden-Kern aus. Gesteinszug III bildet einen weithin sichtbaren Faltschluß in der Schober Eisig-W-Flanke. Gesteinszug IV umhüllt eine Tauchfalte der Storzserie, Gesteinszug V eine solche des Hochalm-Gneises. Zwischen IV und V spitzt der Granitgneis des Rotgülden-Kernes als dünne Antiklinale aus. Er ist in Form dünner Granitgneislamellen, die nicht vollkommen beständig in der Schichtserie liegen und daher tektonisch problematisch sind, bis unter die Loibspitze zu verfolgen (Tafel 4, Fig. 7 bis 12). Gesteinszug VI baut eine nach S und oben geschlossene Faltenmulde unter der Tauchdecke des Hochalm-Gneises auf. V und VI bilden die in die Tiefe fortsetzende S-Randzone des Rotgülden-Kernes (Lieserstollen). Die Hafner-Migmatitserie keilt östlich aus. Der Gesteinszug V setzt zwischen Hochalm-Gneis im Liegenden und Storzserie im Hangenden (einschließlich Rotgülden-Gneislamelle) als dünnes Gesteinsband kontinuierlich nach SSE (Loibspitze-SW-Flanke) fort.

Tafel 4, Fig. 8 bringt die Profil-Übersicht und Abb. 19 das Detail des Schober-Eisig-SW-Grates. Hier befindet sich zwischen Tonalitgneisdecke und Hochalm-Gneislamelle die zentrale Schieferhülle mit Granatglimmerschiefer der Findelserie. Von den Falten des Melnikkares sind noch die Gesteinszüge der Silbereckserie V, IV und III vorhanden.

Daß diese sogenannten „Marmorzüge“ (EXNER 1940) tatsächlich beinahe die gesamte Schichtfolge der Silbereckserie enthalten, zeigen die Detailprofile durch das Gesimse der Silbereckserie in der Loibspitze-SW-Wand (Abb. 20). Hier fehlen zwar Dolomit und Rauhwacke. Doch kommen außer Kalkmarmor Quarzite und eine noch immer reich gegliederte Bündnerschieferserie mit Dolomitbreccie, Kalkschiefer und bereits in grobschuppigen Granatglimmerschiefer übergehenden Schwarzschiefer vor.

Karbonatquarzit kommt zum letzten Mal am Winkelwand-SW-Grat vor (Tafel 4, Fig. 10). Er ist bereits stark metamorph und führt Blasten von Granat, Biotit und Oligoklas.

Das Detailprofil lautet dort von unten nach oben:

Hochalm-Gneislamelle:

Granitgneis mit gefalteten Aplitgängen

Silbereckserie (SH. 2360 bis 2415 m):

Kalkmarmor (1 m mächtig)

Kalkschiefer (2 m)

Schwarzschiefer (3 m)

Strahlsteinfels (1 m)

Fuchsit-führender Kalkglimmerschiefer (10 m)

Kalkmarmor (2,5 m)

Fuchsit-führender Karbonatquarzit (2 m)

Dolomitbreccie (8 m) mit Karbonatquarzit-Matrix

Dolomitbreccie (3 m) mit Kalkschiefer-Matrix

Biotit-führender Karbonatquarzit (2 m) mit Oligoklas und Granat.

SH. 2390 m. Petrographie in EXNER 1971 b, p. 225–226, Schliff Se 1853.

Kalkglimmerschiefer (25 m). Faltenachse: 160/17 S, s: 25/18 E

Orthogneis-Lamelle (? Rotgülden-Kern). SH. 2415 bis 2440 m: Biotit-Hellglimmer-Aplitgneis, s: 125/23 N

Storzserie:

Amphibolit

Strahlsteinfels (2 m). SH. 2450 m

Amphibolit mit Aplitbändern. Lineation: 5/15 N, s: 175/17 E. Schafhalter-Unterstand, SH. 2530 m

Bänderneis, s: 140/26 NE

Granatglimmerschiefer (10 m). Fortsetzung des Gesteinszuges IV der Silberekserie. SH. 2560 m

Bändergneis

Bändergneis mit Amphibolitlagen. Lineation: 115/22 SE. Winkelwand, P. 2677.

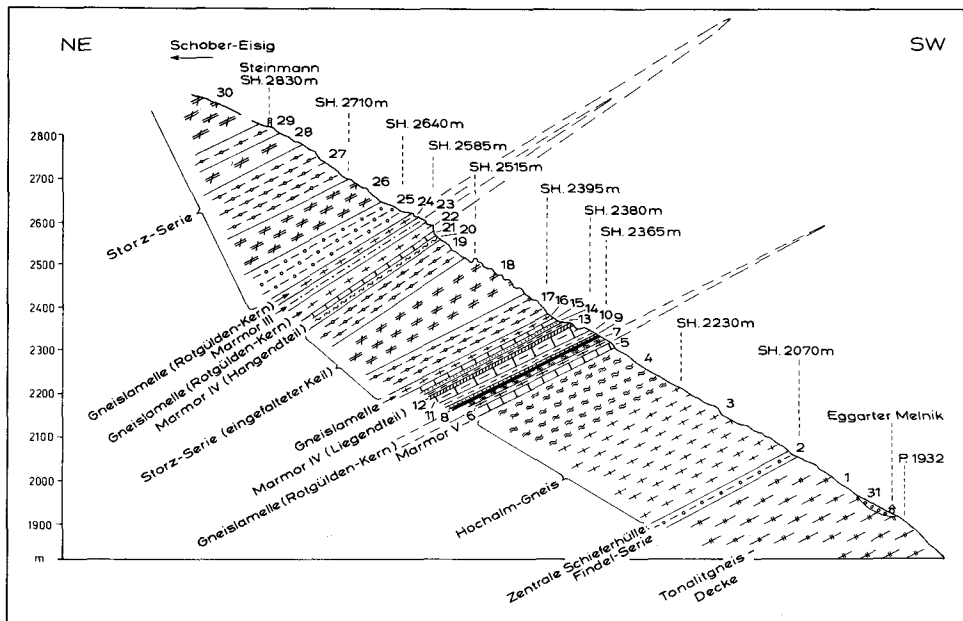


Abb. 19: Die Marmorzüge III bis V der Silberekserie mit den nach S ausspitzenden Gneislamellen des Rotgülden-Kernes. Schober Eisig-SW-Grat. Detail zu Tafel 4, Fig. 8. 1 = Tonalitgneis. 2 = Granatglimmerschiefer (10 m), s: 125/50 NE. 3 = Granitgneis und gefalteter migmatischer Aplitgneis. 4 = Granitgneis-Phyllonit mit Querfalten. Faltenachse: 163–170/O–15 N. 5 = Kalkmarmor (10 m). 6 = Granitgneis (15 m), s: 163/22 E. 7 = Gneisphyllonit (1,5 m). 8 = Graphitquarzit (0,2 m). 9 = Muskovit-Granat-Quarz-Schiefer (0,8 m). 10 = granatführender Kalkglimmerschiefer (2 m). 11 = Farbloser Kalkmarmor (3 m) mit Zwischenlagen von Kalkglimmerschiefer. Querfaltung um Achse: 23/7 NE; s: 170/16 E. 12 = Dolomit (0,2 m). 13 = Kalkglimmerschiefer (5 m). 14 = Muskovit-Quarz-Schiefer (0,5 m). 15 = Kalkmarmor (0,3 m). 16 = Granitgneis (8 m), s: 157/17 E. 17 = Migmatischer Bändergneis. 18 = Amphibolit und aplitisch gebänderter Amphibolit, s: N–S/43 E. 19 = Migmatischer Bändergneis, quergefaltet um Achse: 165/10 N; s: 155/58 E. 20 = Schwarzschiefer (10 m). 21 = Kalkmarmor (1,2 m). 22 = Augen-Granitgneis (15 m), teilweise phyllonitisch. 23 = Karbonatquarzit (6 m) mit Schwarzschiefer und Granat-Muskovit-Quarz-Schiefer. 24 = Granitgneis (5 m). 25 = Schwarzschiefer und Hornblendeschiefer (60 m) mit Biotitblasten, teilweise aplitisch gebändert; s: 140/23 NE. 26 = Amphibolit, Faltenachse: 98/15 E, s: 155/20 E. 27 = Bändergneis, Lineation: 135/18 E, s: 118/37 N. 28 = Amphibolit. 29 = Migmatischer Bändergneis. 30 = Amphibolit. 31 = Moräne.

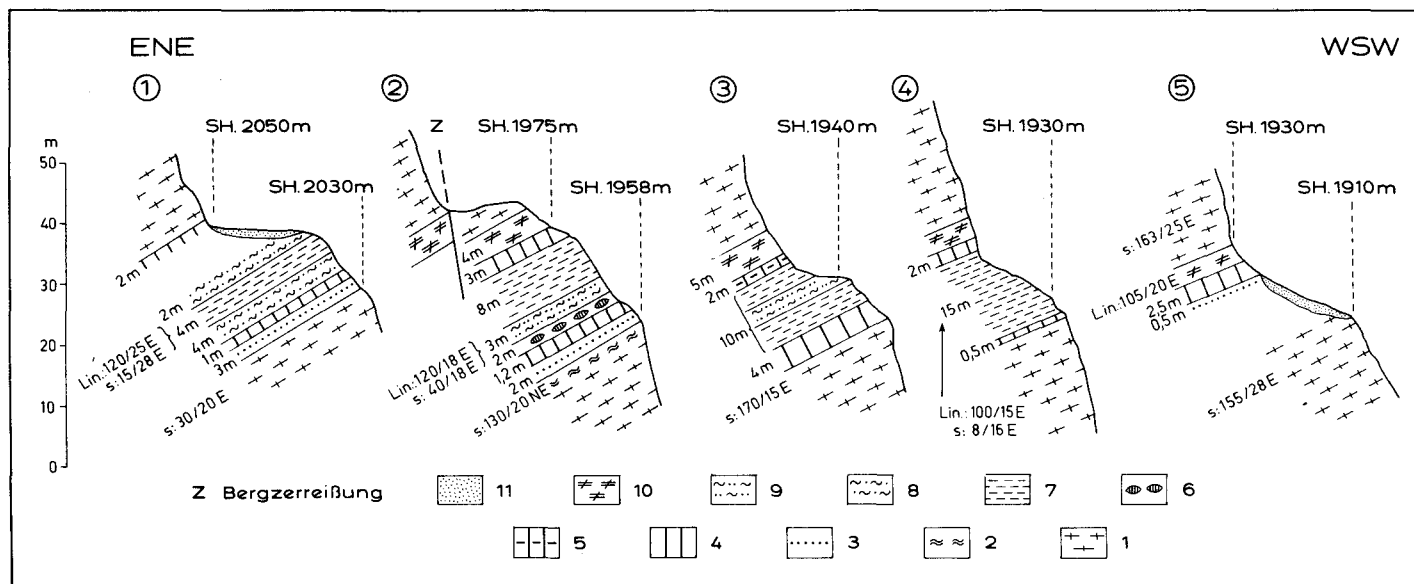


Abb. 20: Profile durch die Silberekserie in der Loibspitze-SW-Wand. Detail zu Tafel 4, Fig. 12.

Fig. 1: Nördlicher Einstieg in die Wand. Fig. 2: Rippe westlich des Gipfels der Loibspitze. Fig. 3: Rippe nördlich der tiefen Rinne. Fig. 4: Rippe südlich der tiefen Rinne. Fig. 5: Südlicher Einstieg in die Wand (200 m wnw. Wegscheider Alm).

1 = Granitgneis, teilweise phyllonitisch. 2 = Gneisphyllonit mit grobschuppigem (6 mm Ø) Phengit und wenig Biotit. 3 = Quarzitschiefer und Quarzit. 4 = Kalkmarmor. 5 = Fuchsit-führender Kalkmarmor. 6 = Dolomitbreccie (Dolomitlinsen in Kalkschiefer-Matrix). 7 = Kalkschiefer, häufig mit Granat, Biotit, Epidot und mit Blasten von Rollo-Oligoklas. 8 = Schwarzschiefer und grobschuppiger Granatglimmerschiefer mit 1 cm großem Granat. 9 = Granatglimmerschiefer mit Quarzitlagen. 10 = Kleinkörniger Hornblendegneis der Storzserie (Granat-Amphibol-Biotit-Rollo Oligoklas-Quarz-Gneis). 11 = Moräne und Gehängeschutt. Z = Rutschfläche einer Bergzerreißung.

Ein überragend prächtiges Phänomen ist die 3,5 km lange, nach S spitz auslaufende Liegendfalte der Storzserie zwischen Schober-Eisig, Winkelspitze und Marmor V (Tafel 4, Fig. 6–12). Die dunklen Amphibolite und migmatischen Bändergneise der Storzserie lassen diese Liegendfalte im Landschaftsbild weithin erkennen (Gipfelblick von der Hochalmspitze oder vom Großen Malteiner Sonnblick!).

Kompliziert wird die Tektonik im Melnikkar und bis zur Loibspitze von zahlreichen Quer-Faltenachsen. Ihnen gehorchend schlagen die Gesteinszüge der Silbereckserie die sonderbarsten Kapriolen mit unvermittelt einsetzenden Querfalten in den einzelnen langhinstreichenden Gesteinszügen und damit verbundenen Faltenverzahnungen mit dem Nebengestein. Systematische Messungen der Faltenachsen und Lineationen zeigen, daß die Haupt-Faltenachsen SE und SSE streichen, daß aber auch alle anderen Himmelsrichtungen als Achsen von Falten und als Lineationen daneben vertreten sind. An einigen Stellen fand ich Überprägungen, die anzeigen, daß die Querfalten jünger als die SE und SSE streichenden Hauptfaltenachsen sind. Aber auch das Gegenteil kommt häufig vor. Häufig prägen die Querachsen allein das Deformationsbild im deka-m Bereich. Es lag wohl schon bei der Prägung der Haupttektonik eine triklin Symmetrie des Bewegungsbildes im m- und deka-m-Bereich vor.

Der Pseudo-„Gang“ des Melnikkars stellt nur einen Teilbereich dieser Querfalten dar. Steile N-S streichende Kalkmarmorlagen der Silbereckserie sind mit Orthogneis verfaltet. Die Achse von Kleinfalten steht quer zur N-S Richtung. Sie streicht E-W bis SE. Die Lokalität befindet sich in SH. 2120 m, 100 m westlich des Melnikbaches. Siehe Tafel 5 und Abb. 21 und 22 mit ausführlichen Erläuterungen.

Die Fehlinterpretation des Orthogneises als „Gang“ im Kalkmarmor lieferte zunächst der große Forscher BECKE (1909, p. 1049), wobei man sich die außerordentlich mühsame Zugänglichkeit des Melnikkars zur damaligen Zeit zum Verständnis seiner Aussage: „stark gefalteter Aplitgneis“ als „Gang“ im Kalkmarmor vor Augen halten muß. Es konnte sich nur um eine Notiz im Rahmen einer anspruchsvollen und, wie die übrigen ausgezeichneten Beobachtungen BECKES zeigen, äußerst produktiven Bergtour im Melnikkar handeln. Später schwächte dieser Forscher selbst seine Aussage ab: „Quer durch den Marmor greifende gefaltete Gesteinspartien von aplitähnlicher Zusammensetzung (3/5 Albit, 1/5 Quarz, 1/5 Muskovit) wurden als Apophysen gedeutet ... Mit Sicherheit zu erweisen ist weder die Intrusion ... (BECKE 1912, p. 535).

Mein verehrter Lehrer in der Hochalm-Ankogel-Gruppe, den ich auf vielen Touren begleiten durfte und der mir auf liebenswürdigste Weise Anregungen zur Erforschung dieser Gebirgsgruppe vermittelte, der verewigte Professor Franz ANGEL fand die Lokalität des Pseudo-„Ganges“ wieder auf und bemühte sich, die „Gang“- und „Apophysen“-Theorie zu retten (ANGEL & STABER 1952, p. 79, Tafel 3, Abb. 3; 1953, p. 257–258, Abb. 2). Ich glaube aber auch in seinem, stets für neue Erkenntnisse aufgeschlossenem Sinne zu verfahren, wenn ich auf Grund der angestellten Detailbeobachtungen zur Schlußfolgerung gelange, daß es sich nur um einen Pseudo-„Gang“ und zwar um eine Grobmengung zwischen Kalkmarmor und Orthogneis im Zuge von Querfaltung handelt.

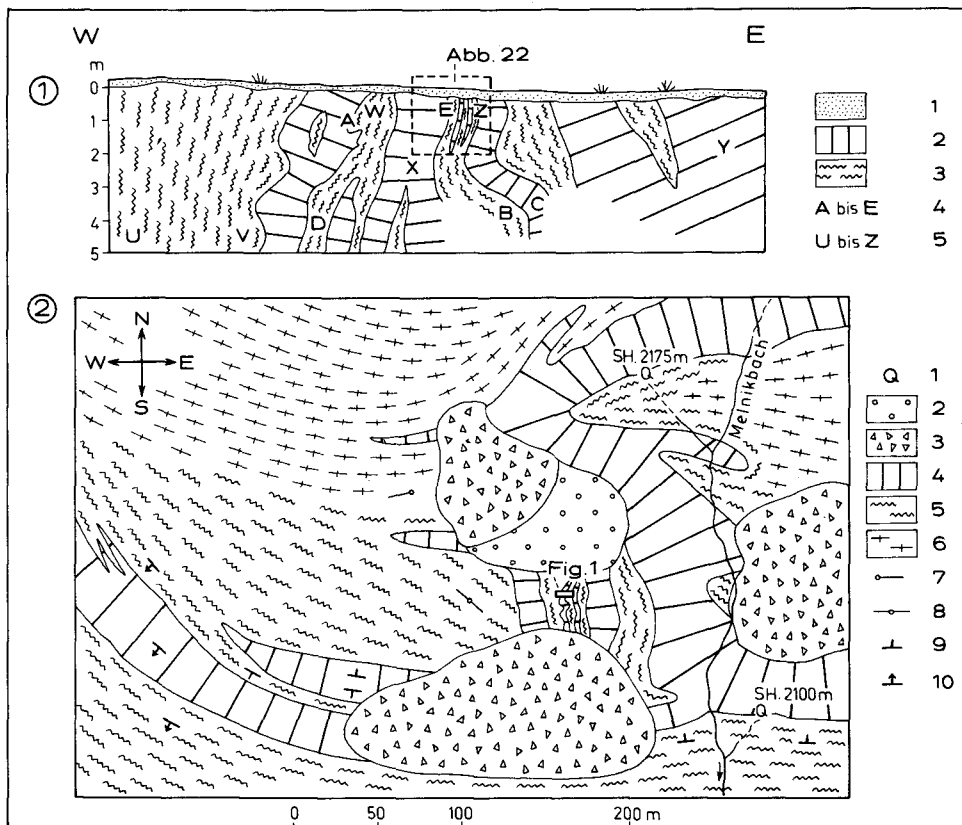


Abb. 21: Verfaltung von Orthogneis und Kalkmarmor. Geologische Position des Pseudo-„Ganges“ der älteren Literatur. Melnikkar, Karstufe SH. 2120 m, 100 m westlich des Melnikbaches.

Fig. 1: Vertikalprofil der Karstufe. Das Rechteck bezeichnet die Stelle des Pseudo-„Ganges“ (Abb. 22). 1 = Humus. 2 = Farbloser grobkörniger Kalkmarmor. 3 = Gneisphyllonit nach Granit- und Aplitgneis, intensiv gefaltet mit Amplituden von 3 bis 50 mm. Die Feldspäte sind pappendeckeldünn ausgewalzt. Das Gestein führt Quarz- und Hellglimmer-Quarz-Knauern. 4 = Entnahmestellen untersuchter Gesteinsproben. A = Mischgestein im mm-Bereich, „Kalkgneis“: Schachbrettalbit-Albit-Biotit-Hellglimmer-Kalkmarmor. B = Klein gefalteter Gneisphyllonit. Faltenamplitude 5 mm. Hauptgemengteile: Plag I, Biotit (hellgelb bis rehbraun), Karbonat (lamelliert), Apatit und Opazit. C = Farbloser grobkörniger Kalkmarmor. D = Augengneis-Phyllonit. Knaf-Augen mit 15 mm Durchmesser, bis pappendeckeldünn ausgewalzt. Faltenamplitude beträgt 20 mm. E = Groß-Handstück 18 x 15 x 6 cm. Es enthält die Grenzfläche zwischen gefaltetem Aplitgneis-Phyllonit (Faltenamplitude: 4 mm) und farblosem grobkörnigem Kalkmarmor. Sammlung des Inst. f. Geologie Univ. Wien, Nr. EX 57. 5: Stellen der gemessenen Faltenachsen. Faltenachse bei U: 80/horiz.; bei V: 130/horiz.; bei W: 130/horiz.; bei X: 80/horiz.; bei Y: 125/4 NW; bei Z: 130/horiz.

Fig. 2: Geologische Kartenskizze. Die Lage des Profiles der Fig. 1 ist vermerkt. 1 = Karstquelle. 2 = Moräne. 3 = Bergsturz-Blockwerk. 4 = Kalkmarmor. 5 = Gneisphyllonit. 6 = Granit- und Aplitgneis. 7; 8 = Faltenachse mit 6–30; bzw. 0–5° Neigung. 9; 10 = s-Fläche mit 6–30; bzw. 31–60°



Abb. 22: Verfaltung von Aplitgneisphyllonit (grau) und Kalkmarmor (weiß). Blick von S. Hammerstiel (45 cm lang) zeigt in Richtung der SE-streichenden Faltenachse.

Die Lokalität ist ident mit jener der Photographie und Zeichnung des Pseudo-„Ganges“ in ANGEL & STABER (1952, Abb. 3 und 1953, Abb. 2). Melnikkar, Karstufe SH. 2120 m, 100 m westlich des Melnikbaches.

4. Junge Störungen

Sie durchsetzen diskordant den Gebirgsbau und sind durch lang hinstreichende Zerrüttungszonen (Kluftmylonite, Schartenmylonite) gekennzeichnet. Ihre Entstehung dürfte mit der jungen Hebung des Gebirgskörpers der Hohen Tauern in Zusammenhang stehen. Die Versetzungsbeträge an diesen Störungen sind nach meinen Beobachtungen nur klein (deka-m Bereich). Keineswegs kann ich bestätigen, daß es sich um Versetzungsbeträge von mehreren 100 m handelt, welche die Haupt-Baueinheiten der Gebirgsgruppe gegeneinander verwerfen, wie ANGEL & STABER (1952, Karte, Profile und Text) meinten.

Eine morphologisch markante N-S Störung verläuft westlich der Querfalte Lange Wand – Kalte Wand Spitze. Sie durchsetzt den Granitgneis des Hölltor-Kernes und die Hafner-Migmatitserie. Ihr gehören die Mylonite der Scharte Lange Wand/Frauennock und der Scharte Kalte Wand/Weinschnabel an.

Ebenfalls in N-S Richtung streicht die Störung vom Kesselwand-NE-Grat (mächtige

Schartenmylonite und Rinnen mit natürlichen Höhlen im Mylonit) zum See P. 2402 und zum Gletscher nördlich des Großen Malteiner Sonnblicks.

An der NNW streichenden Störung am Lieserfall erfolgte eine Rechtsseitenverschiebung von einigen m.

Die ESE-streichende Störung mit 1,5 m mächtigem Mylonit an der Scharte in SH. 2710 m nördlich Schober Eisig weist eine Sprunghöhe von 10 m auf. Um diesen Betrag ist der S-Flügel (Amphibolit der Storzserie) abgesenkt.

5. Quartär

5.1. Morphologie

Reste flacher Altlandschaft sind besonders eindrucksvoll in den rückwärtigen Hochtälern der Mur (Schmalzgrube) und Malta (Elendtäler) erhalten. Ihre südöstliche Fortsetzung kann in breiten Karen des Moritzen- (Karwassersee), Rotgülden- (Oberer Rotgüldensee) und Liesertales (Eben Lanisch) vermutet werden. Demselben Niveau entspricht annähernd die stellenweise durch Moore ausgezeichnete Trogschulter des Maltatales (Reitkarl, Krumpenkar, Mar Alm, Langkar, unterer Boden des Findelkares, Obere Aichholzer Alm, Hochalm und Hinterkar).

Die in die Altfläche eingeschnittenen Täler weisen U-förmige glaziale Aushobelung auf. Dabei kam es auch zur Ineinanderschachtelung mehrerer, durch Talstufen getrennter Trogtalabschnitte. Z. B. Murtal (Plölitzen/Blasnerbauer), Rotgüldental (Unterer Rotgüldensee/Gfrererbauern Alm), Liesertal (Lieserfall) und Maltatal („Galgenbichl“, Klammfall, Hochbrücke). Die glaziale Schliﬀkehle ist besonders schön im steilen Wiesengelände der Ochsenleiten (Lanisch) zu sehen. Flußkolke zeichnen die Klammen der Talstufen aus: Z. B. im Mureckgneis (Mur-Klamm nordwestlich Plölitzen) und im Migmatitgneis (Malta-Klammen bei Klammfall und bei Hochsteg).

Das Maltatal zwischen Wastlbauer Alm und südlicher Blattgrenze stellt ein Antiklinaltal dar. In der Regel fallen die s-Flächen der Gesteine hier im N des Maltaflusses nach N und im S des Flusses nach S. Die erste Anlage des Maltaflusses folgte wahrscheinlich steilen tektonischen bc-Klüften.

Die postglaziale Erosion des Maltaflusses in der Schlucht zwischen Hochbrücke und Hochsteg beträgt 60 m (Würm-Moräne am alten Talboden nördlich Hochsteg). Ein Trockental (alter Lauf des Maltaflusses) befindet sich im Fels (Migmatitgneis) südlich der Unteren Veidlbauer Alm. Es mündet 15 m über dem heutigen Flußniveau. Der heutige Flußlauf macht einen Umweg südlich des Trockentales, indem er postglaziale Bergsturm-massendurchbricht und dann mit einer nach NW gerichteten Schlinge in den alten Lauf einbiegt.

Dolomit und Kalkmarmor der Silbereckserie bedingen Karsterscheinungen mit Karrenbildung, Dolinen, Bachschlucklöchern und Karstquellen. Man beobachtet sie im Murtal (Kleines Törl, Mur Ursprung, westlich Jagdhütte 1843, Roßkar), Moritzental (Roßkarscharte, Frischinghöhe-ESE-Flanke), Altenbergtal (Ruapbauern Alm), Lanisch (Torbach), Lieserkar (Lieser Ursprung), Eben Lanisch (Verschluckung des Baches nordöstlich des Ebenlanisch-Sees, Karstquelle im E-Teil des Kares in SH. 2100 m), „Moar-Eisig-Kar“

(Verschluckung des Baches in SH. 2245 m, Wiederaustritt in 2 Karstquellen), Melnikkar und im Wildbachtrichter der Merz. Eine vorzügliche Detailbeschreibung des Karstes im Lanisch und Lieserkar sowie geomorphologische Beobachtungen im Liesertal lieferte NAGL (1966, 1967, 1972).

5.2. Moränen

5.2.1. Murtal

Innerhalb der in der peripheren Hafnergruppe bereits beschriebenen Endmoränenwälle im Haupttal (Murfall, Kapelle Moritzen, Jagdhütte Schmalzgrube, EXNER 1971, p. 112) zeichnen sich die einzelnen Talabschnitte und Kare durch gut entwickelte Daunmoränen aus. Längs des Moritzentales sind von außen nach innen 4 derartige Haltestadien als Endmoränenwälle entwickelt: (1) SH. 1640 m, bei den Quellen westlich „M“ von „Moritzen Wald“. (2) Moränenzirkus nördlich Karwassersee. (3) Moränen über der Unteren Langen Wand. (4) Moränen auf Karschwelle östlich Unterem Schwarzsee.

Endmoränenwälle aus der Zeit um 1850 umgeben im rückwärtigen Murtal die kleinen rezenten Eisfelder nordwestlich Marchkareck und nördlich Frauennock. Die 1850-Moräne nördlich Marchkareck besteht hauptsächlich aus vom Gletscher zusammengesobenem Bergsturz-Blockwerk (Blockgletscher). Die 1850-Endmoräne des Moritzenkees bildet einen 1,2 km langen Wall im Moritzenkar. Eine östliche Fortsetzung gehört zum kleinen rezenten Eisrest westlich vom Hinteren Schober. Vorzüglich blieb die 750 m lange, rechte 1850-Seitenmoräne des Rotgüldenkeeses erhalten, während die linke Seitenmoräne stark ausgewaschen ist.

Recht deutlich tritt der Wall aus der Zeit um das Jahr 1920 im Vorfeld des Moritzenkeeses in 3 Teilabschnitten in Erscheinung. Im Wilden Wagendröschl Kar bildet der 1920-Wall des Rotgüldenkeeses einen bis 10 m hohen, 1 km langen, kontinuierlich erhaltenen Damm, dessen westlicher Lobus in SH. 2280 m endet. Auch heute noch reicht der rezente Gletscher im Schatten der Hafner-N-Wand bis SH. 2380 m hinab (Stand vom September 1980).

5.2.2. Liesertal

Bergaufwärts des in der peripheren Hafnergruppe (EXNER 1971 a, p. 113) bereits genannten Endmoränenwalles westlich Jagdhaus Pölla (Gschnitz-Stadium nach NAGL 1971, p. 11) beobachtet man auch hier zahlreiche Daunmoränen in den hochgelegenen Kare der zentralen Hafnergruppe. Zu den noch jüngeren Moränen gehören nach NAGL (l. c.) vorwiegend Blockgletscher (Seekar, Lieserkar und Eben Lanisch).

Nach meinen Beobachtungen besitzen das Lanischkees einen 1850-Wall, das Kees nördlich des Großen Malteiner Sonnblicks einen 1850- und einen 1920-Wall und endlich das nicht mehr vorhandene Kees nordöstlich Schober Eisig einen modellförmigen Daun-Moränenzirkus, der bis SH. 2060 m hinabreicht. Die Alm-Namen „Melcher-Eisig“ und „Moar-Eisig“ weisen auf das Gedächtnis an einstige Gletscherreste hin.

5.2.3. Maltatal

Auch die Kare des Maltatales, dessen vermutliche Gschnitz-Endmoräne bei Feistritz-Schatzling liegt (EXNER 1980, p. 400), enthalten reichliche Daun-Moränen.

Nördlich des Maltaflusses blieb ein 700 m langer 1850-Wall vor dem S-Teil des Kölnbreinkeeses erhalten. Das Wastelkarkees wird von einem 800 m langen 1850-Wall umgeben, der aus Blöcken von Schollenmigmatit und Granataplitgneis besteht. Tiefer unten führt die ältere Moräne in SH. 2320 m, nördlich Mahrschneid, Blöcke von Grobkornamphibolit und Serpentin-Begleitgesteinen (Talkschiefer, Chlorit-Antigorit-Schiefer).

2 markante, jeweils 10 m hohe Endmoränenwälle mit Flechtenbewuchs umgeben den Firnfleck südlich des Kleinen Hafners. Der Horizontalabstand zwischen beiden Wällen beträgt 100 m. Der innere Wall ist 400 m lang und dürfte aus der Zeit um 1920 stammen. Der äußere Wall entspricht wahrscheinlich dem 1850-Stadium. Durchwegs handelt es sich um grobes Blockwerk, welches auch Granatglimmerschiefer und Biotitblastenschiefer vom Woiskentypus enthält. Mehrere Wälle (Blockgletscher) im Vorfeld des Gletscherflecks östlich vom Mittleren Malteiner Sonnblick suchte NAGL (1971, p. 20–24) zwischen Egesen- und 1850-Stadium einzureihen.

Südlich des Maltaflusses besteht die 1850-Moräne des Langkarkees aus mittelkörnigem Granitgneis mit Aplit- und Pegmatitadern der Randzone des Hochalm-Kernes. Vom 1850-Wall des Findelkarkees sind nur Reste der linken Seiten- und der rechten Stirnmoräne erhalten geblieben. Die Gletscherreste im Kar nördlich Preimelspitze werden von Blockgletscher-Wällen umgeben, unter denen an mehreren Stellen Toteis zum Vorschein kommt. Am Gipfel des Dürriegels führt die Moräne erratisches Geschiebe aus Hochalm-Granitgneis im Gegensatz zum anstehenden Tonalitgneis.

Großartige Erhaltung weist der 1850-Moränenzirkus des Hochalmkeeses auf. Die geschwungene Endmoräne mit ihren Loben umgibt die Becken des Preimel- und der beiden „Langbachseen“. Der Endmoränenwall aus der Zeit um 1920 bildet einen 300 m langen und 4 m hohen Damm, der den oberen „Langbachsee“ aufstaut und zum S-Ufer des Preimelsees zieht.

Eine Fortsetzung der rechten 1850-Seitenmoräne des Hochalmkeeses umgrenzt auch den Gletscherrest zwischen Vorderer und Hinterer Schwarzer Schneid, nordwestlich des Oberen Hochalmsees. Im Kar zwischen Winterleitengrat und Hochalmkarspitze umgeben mehrere Blockgletscherwälle das Firnfeld südlich der Hinteren Schwarzen Schneid. Der unterste Wall dürfte dem 1850-Stadium entsprechen.

5.3. Interglaziale Bergstürze

Bergstürze mit Moränenbedeckung gibt es im mittleren Maltatal. Diese Bergstürze dürften interglazial Riss/ Würm erfolgt sein, da die entsprechende Moränenbedeckung der Würm-Hauptvereisung zuzuteilen ist.

Zu den interglazialen Bergstürzen gehören der mittlere Teil des Hammerleiten-Bergsturzes, der südöstlich der Oberen Veidlbauer Alm Moräne trägt, sowie Teile der Bergsturzegebiete der Mar und Annemann Alm mit auflagernden Moränen. Die jüngeren Nachbrüche und damit die flächenmäßigen Hauptteile der genannten Bergsturzareale haben spät- bis postglaziales Alter.

5.4. Spät- und postglaziale Bergstürze und Trümmergrate

5.4.1. Murtal

Der Gipfel des Marchkarecks stellt einen Trümmergrat dar. Das Bergsturz-Blockwerk nördlich des Gipfels wurde zu Moräne (Blockgletscher) verformt. Im Bereich um das Silberek bilden der Gipfel der Kesselspitze und der Eisenkopf-NW-Sporn Trümmergrate. In der Gneisfalte des zuletzt Genannten verursachte eine gleitfähige Biotitphyllonitlage den Zusammenbruch des am Grat auflagernden Granitgneises und Dolomites. Die Bergstürze im Gfrererkarl und südlich des Oberen Rotgüldensees liegen auf Moräne.

5.4.2. Liesertal

Trümmergrate befinden sich nördlich des Karschneidecks (Migmatitgneis) und am Moar Eisig-NE-Kamm (Granitgneis). Der Bergsturz östlich Melnikscharte wurde teilweise zu Moränenwällen formiert.

5.4.3. Maltatal nördlich des Maltaflusses

Hervorzuheben sind der absichtlich künstlich erzeugte Bergsturz im großen Steinbruch westlich der Kölnbreinmündung, wodurch der Einsturzgefahr nach Vollendung der Bauarbeiten vorgebeugt wurde; ferner Bauaufschlüsse während des Baues der Maltastraße. Diese zeigten, daß die Bergstürze beiderseits des Maltaflusses zwischen Wolfgang Alm und Blauem Tumpf stellenweise auf glazial poliertem Fels (bei Moosbach) oder auf fluvioglazialen bis fluvialen Kies und Sand auflagern (zwischen Langer Wand und Hinterem Maralm Bach).

Der größte Bergsturz in der zentralen Hafnergruppe ist jener der Hammerleiten. Er besteht vorwiegend aus eckigen Blöcken (teilweise hausgroßen Riesenblöcken) von Tonalitgneis. Der westliche und östliche Teil des gewaltigen Bergsturzgebietes sind sicherlich postglazialer Entstehung (Fehlen von Moräne und Erratika). Im mittleren Teil dürften sich interglaziale Bergsturmassen an der Oberfläche erhalten haben (Moränenbedeckung, siehe oben!). Vorzüglich sind Abrißnische (Sattelhütte – Hammerleiteneck Südgrat – P. 2346), fensterförmige, teilweise verrutschte Untergrundauftragungen und die typischen großen Entwässerungsquellen am Unterrand des ansonsten trockenen Bergsturzgebietes ausgebildet.

Postglazial erfolgten die aus Paragneis, Bändermigmatit und Amphibolit bestehenden Bergstürze aus der W-Flanke des Hochtales der Perschitz (Taschenspitze bis Loibspitze). Die Bergsturz-Blockmassen südöstlich Winkelspitze und Loibspitze verbinden sich bei der Mitterbergalm und branden 60 m hoch auf die gegenüberliegende östliche Talseite auf. Durch diese Talverschüttung wurde damals ein See nördlich des Bergsturzes aufgestaut, von dem die ebene Alluvialfläche in SH. 1880 m am Perschitzbach übrig blieb.

Vorwiegend aus Tonalitgneis besteht das größtenteils postglaziale Bergsturmmaterial der Mar Alm. Der Bergsturz nordwestlich Gamsleitenskapf setzt sich aus mittelkörnigem

Granitgneis (Randzone des Hochalmkernes) und jener am linken Maltaufer südlich Kölnbreinsperre aus Migmatitgneis zusammen.

5.4.4. Maltatal südlich des Maltaflusses

3 Trümmergrate aus mittelkörnigem Granitgneis und aus Migmatitgneis zeichnen den Steinkareck-N-Kamm aus. Ein Trümmerkamm aus Tonalitgneis bildet die Kuppe P. 2135 östlich Dürriegel und geht in den postglazialen Bergsturz über, der diese Bergrippe halbkreisförmig umgibt.

Aus Tonalitgneis bestehen auch größtenteils die postglazialen Bergstürze im Trichter des Hochalmbaches (Abrißnische in der W-Flanke der Felsrippe P. 1833) und der Gamsnock-NE-Flanke (mit Bergsturz-Entwässerungsquelle westlich Annemann Alm). Auf interglaziale Bergsturzreste bei dieser Alm wurde oben bereits hingewiesen.

Der aus Tonalitgneis bestehende Trümmerkamm östlich Draxelnock geht in das ausgedehnte Bergsturzblockfeld südöstlich Stranner Alm über. Der Tonalitgneis ist hier als von der Erosion unterschrittene Deckkappe über dem Granatglimmerschiefer der Draxelserie abgerutscht und zu Bergsturzblockwerk zerfallen. Ein Fenster von anstehendem Granatglimmerschiefer unter dem Tonalitgneis-Bergsturz befindet sich 900 m nordöstlich Draxelnock.

5.5. BergzerreiBungs-Spalten in Vorbereitung zukünftiger Bergstürze

Sie wurden im Bereich des Murtales an der Talstufe nördlich des Oberen Rotgüldensees beobachtet. Hangparallele Spalten verlaufen dort im Migmatitgneis in SH. 1985 m, unterhalb der Hütte P. 2000. In der linken Flanke des Altenbergtales zerreiBen vertikale Spalten den Kalkmarmor in SH. 2080 m, 500 m südwestlich Harbbauern Alm.

Im Bereich des Liesertales durchsetzt eine 350 m lange und 30 m tiefe Furche den Kalkmarmor westlich Lieser Ursprung. Den Moar-Eisig-NE-Kamm zerspaltet eine BergzerreiBungskluft, 400 m südwestlich P. 2517. Sie wurde auch von UCIK (1974, p. 36, Abb. 2) beschrieben und vorzüglich abgebildet. Eine entsprechende BergzerreiBungs-Spalte durchsetzt den Mureckgneis 700 m onö. Lieserfall und bereitet eine westliche Fortsetzung des Bergsturzes der Langen Wand vor.

Im Einzungsbereich des Maltatales durchzieht eine BergzerreiBungsfurche den linken Hang südlich „Kölnbreinsperre“. Sie befindet sich oberhalb einer 200 m langen verrutschten Migmatitgneisscholle mit anschließendem Bergsturzblockwerk. In SH. 1845 m bedingt sie den Sattel vor der Rückfallkuppe. BergzerreiBungsklüfte und Anzeichen erfolgter Felskippungen im Tonalitgneis östlich Wastlbauer Alm („Grafensitz“ und Felsschwelle im Tal) erkannte HORNINGER (1958, p. 42–44, Abb. 3) auf Grund sorgfältiger technischer Überprüfungen. Eine modellförmige, 5 m breite BergzerreiBungs-Spalte durchsetzt den Tonalitgneis nördlich des Findelkarbaches nahe dessen Mündung in die Malta. Der Güterweg (Wastlbauer Alm – Findelkar Bachfassung) quert die Spalte in SH. 1750 m. 20 m tiefe BergzerreiBungs-Spalten befinden sich im Tonalitgneis des Merztales in SH. 1850 m, nördlich Bärensteig. N-S streichende Spalten durchsetzen Paragneis, Migmatitgneis und Amphibolit der Storzserie nördlich der Loibspitze und in der E-Flanke des Faschaunereck-S-Kammes.

5.6. Hangparallele Plattenabsonderung

Sie gehört in den massigen Gneisen des Hölltor-Rotgülden-Kernes (z. B. Frauennock und Felswände westlich des Unteren Rotgüldensees), des Hochalm-Kernes (z. B. Preimelspitze) und der Tonalitgneisdecke (z. B. „Bockplatten“ ssw. Wolfgang Alm) zur Regel.

Im Migmatitgneis der Langkarwände südlich der „Kölnbreinsperre“ beobachtet man an den künstlichen Aufschlüssen in SH. 1790 m, daß der Fels bis 3 m Abstand von der Gebirgsoberfläche eine hangparallele Plattenabsonderung von 20 bis 30 cm dicken Platten aufweist. In größerem Abstand von der Gebirgsoberfläche beträgt hier die Plattendicke 50 bis 100 cm.

6. Reste ehemaligen Bergbaues

6.1. Vererzung in der Silbereckserie und im unmittelbar benachbarten Gneis

Es handelt sich um Lagergänge und diskordante Gänge mit Arsenkies, Pyrit, Magnetkies u. a., vorwiegend in Dolomit und Kalkmarmor der basalen Teile der Silbereckserie (Vererzungstypus Rotgülden nach FRIEDRICH 1934). Vielfach beobachtet man auch metasomatische Verdrängung dieser Karbonatgesteine durch das Erz. Seltener tritt die Vererzung im basalen Quarzit auf (z. B. in Konglomeratquarzit in SH. 2220 m, östlich des Unteren Rotgüldensees).

Im Gneis, der die Silbereckserie unterlagert (Rotgülden-Kern), kommen erzführende Quarzgänge an mylonitischen Störungen vor (Vererzungstypus der Tauern-Goldquarzgänge nach FRIEDRICH 1953, p. 391). Beispiele dafür sind: S-Flanke des Silbereck-SE-Grates, Seekar („Stubenriegel“) südlich des Unteren Lanischsees und Waschgang-S-Flanke.)

Da die erzführenden Goldquarze der diskordanten Gneismylonit-Störungen (Tauern-Goldquarzgänge) unseres Gebietes räumlich eng benachbart sind mit der Vererzung in den auflagernden Karbonatgesteinen (Vererzungstyp Rotgülden), dürften beide genetisch zusammengehören. Ähnlich wie im Gasteiner Gebiet (Oberer Bockhartsee – Baukarlscharte – Erzwies) erfolgt auch hier bei Eintritt der Goldquarzgänge aus dem unterlagernden Gneis in die auflagernden Karbonatgesteine der Schieferhülle (Silbereckserie) der markante Umschwung der Mineralführung der Gänge. Die Tauern-Goldquarzgänge werden über dieser geologischen Grenzfläche infolge stofflichen Einflusses des Nebengesteines zu den Arsenkies-, Pyrit- und Magnetkies-reichen Karbonat-Quarzgängen vom Typus Rotgülden. Die Vererzung in der Silbereckserie und im benachbarten Gneis erfolgte spät-alpidisch, da sie aus diskordanten späten Mylonitklüften im Gneis zu den teilweise diskordanten Gängen im „Permo-Mesozoikum“ der Silbereckserie reicht.

Seltener und unbedeutender sind die Vererzungen in den Bündnerschiefern und tektonisch höheren Karbonatgesteinslagen der Silbereckserie und im Gneis der Mureckdecke.

Einen besonderen, eventuell teilweise sedimentogenen („permoskythischen“) Vererzungstypus mit alpidischer Remobilisation (Metasomatose in Dolomit und Kalkmarmor) stellt die örtliche Anreicherung von Magnetit (teilweise sekundär nach Hämatit) in der Silbereckserie dar. Beispiel: Eisenkopf. Der Name dieses Zackens am Silbereck scheint auf die Magnetitvorkommen in der NNW-Flanke (Stollen im Ochsenkarl) und am NE-Grat mit

der Scharte, welche ich auf Grund der prächtigen Magnetit-Aufschlüsse „Magnetit-Scharte“ nenne, Bezug zu haben.

Die Geschichte des ehemaligen Bergbaues in der zentralen Hafnergruppe wurde zuletzt von MUTSCHLECHNER (1967, p. 147– 157) mit Schwerpunkt: Murtal, und von ALLESCH (1959) mit Schwerpunkt Liesertal beschrieben.

Im folgenden beschränke ich mich auf eigene Geländebeobachtungen. Hinweise auf Literatur (FRIEDRICH, EXNER) sind jeweils in Klammer beigelegt.

6.1.0.1. Murtal (Schmalzgrube)

2 Stollen in brandigem Schwarzschiefer der Silbereckserie, SH. 2100 bis 2150 m, 450 m ösö. Mureck.

6.1.0.2. Schrovinkar

Pinge in Kalkschiefer, 140 m wsw. Schrovinschartl.

6.1.0.3. Rotgüldental westlich des Rotgüldenbaches

3 Pingen in Kalkschiefer und Kalkmarmor, 120 bis 230 m ösö. Schrovinschartl.

4 Stollen in Kalkmarmor im Steilgelände der Seeleiten, SH. 1700 bis 1800 m, 900 m wsw. Gfrererbauern Alm. Arsenkies und Pyrit in Kalkmarmor.

Mehrere Pingen auf Kluftquarz im Gneis der Vorderen Schober-E-Rippe in der Flanke zum Schwarzmannkar, SH. 2080 und 2480 m.

6.1.0.4. Rotgüldental östlich des Rotgüldenbaches

Friedrichstollen. Unterbaustollen des alten Bergbaues Rotgülden, zuletzt nach dem I. Weltkrieg in Betrieb. Verbrochenes Mundloch in SH. 1500 m, 800 m südwestlich Gfrererbauern Alm. Das Mundloch befindet sich in kalkarmem, quarzitischem, Biotit-führendem Schiefer. Unmittelbar darüber folgt typischer Schwarzschiefer. Vererzung im Bergbau in Kalkmarmor (Arsenkies, Pyrit, Magnetkies u. a.). Derzeit noch erzeiche Halde bei dem Mundloch und alte Halden beim ehemaligen Pochwerk nordöstlich und südlich Gfrererbauern Alm (FRIEDRICH 1934, p. 96–103; 1935, p. 1–6; 1939, p. XXV. EXNER 1939, p. 312).

Mehrere befahrbare Stollen in den Kalkmarmor-Felswänden in SH. 1560 und 1590 m. 60 m südwestlich und 150 m ssw. des Mundloches des Friedrichstollens. Im Berg kommunizierend mit Friedrichstollen. Bei einem Stollenmundloch ist der Ausbiß des 2 m mächtigen Erzganges (Raumlage: 143/ 70 NE) zu sehen. Aus einem der Stollen tritt ein kräftiger Bach aus.

2 Schächte in Konglomeratquarzit und Dolomitmarmor in SH. 2220 m, östlich des Unteren Rotgüldensees und zwar 950 m südöstlich Rotgüldeneseehütte. Erzreiche Halden. Der südliche Schacht setzt in einen befahrbaren Stollen fort.

10 m langer Stollen in Kalkmarmor in SH. 2400 m auf der Karschwelle des Wagendriscchs, 550 m wsw. Eisenkopf.

Pinge auf erzführenden Gang im Gneis im Liegenden der Silbereckserie. Felsschneide SH. 2170 m, zwischen N- und S-Teil des Wagendriscchs. 1 km wnw. Silbereck.

Stollen im Gneiskeil Nr. 1, 250 m wsw. Silbereck.

2 Pingen in Dolomit, 120 und 200 m nordöstlich Salzkopf.

Stollen und Pingen in der felsigen S-Begrenzung des Ochsenkarls, SH. 2480 m, 300 m nnw. Eisenkopf. Mundlöcher in Kalkschiefer. Abgebaut wurde Magnetit in Dolomit.

6.1.0.5. Altenbergtal

Bedeutender alter Bergbau (– daher der Name des Tales –) im rückwärtigsten Kessel am Fuße des Silbereck-SE-Kammes und der Schurfspitze-N-Wand. Die teilweise noch befahrbaren Einbaue befinden sich in Dolomit und werden von erzreichen Halden und Mauerresten umgeben. Es handelt sich um 7 Stollen in Dolomit und 1 Stollen in Kalkmarmor am Fuße des Silbereck-SE-Kammes in SH. 2430 bis 2540m (EXNER 1939, p. 312, Nr. 2), um 1 Stollen in Dolomit des N-Teiles der Karschwelle (SH. 2320 m) und um 2 Stollen in der untersten Dolomit-Walze der Schurfspitze-N-Wand in SH. 2355 und 2420 m.

2 Stollen am Silbereck-SE-Grat in SH. 2705 m an der Grenze von Gneis und Dolomit. Diese Stollen befinden sich einige m nordöstlich unter dem Grat. Grubenholz und Erzspuren sind vorhanden.

Ein N-S streichender Pingenzug durchsetzt den Gneiskeil Nr. 1 in der S-Flanke des Silbereck-SE-Grates.

Geringfügige Schurfspuren (Pingen) finden sich in Schwarzschiefer und Kalkschiefer der E-Flanke des Silbereck-SE-Kammes auf Quarzgängen; ferner auf Quarzit (250 m südöstlich Eisenkopf), in Mureckgneis (950 m nordöstlich Ochsenkopf) und in Kalkschiefer westlich Ruapbauern Alm in SH. 1850 und 1920m.

6.1.0.6. Lanisch

Die großen alten Bergbaue liegen in der SE-Flanke der Schurfspitze (Kalkmarmor) und im Seekar (Gneis des „Stubenriegels“). Beiderseits des Baches, der den Unteren Lanischsee entwässert, befinden sich in SH. 2190 m die Ruinen des alten Pochwerkes mit Erzhalde und mit runden, aus Gneis gefertigten Mahlsteinen, die vom Bach teilweise bis SH. 2155 m verschleppt wurden.

Die 3 Stollen in Kalkmarmor der Schurfspitze-SE-Flanke, SH. 2200 bis 2215 m, 850 m südöstlich Schurfspitze, sind teilweise noch offen, aber ersoffen. Umgeben sind sie von Berghaus-Ruinen und Halden mit Arsenkies in Kalkmarmor. Vorhanden ist noch ein anstehender Erzausbiß.

Von dem Bergbau im Gneis („Stubenriegel“) sind mehrere verbrochene Stollen in SH. 2340 bis 2350 m, 600 bis 800 m ssw. P. 2226 (Unterer Lanischsee) mit Erzhalde übrig geblieben. Das Nebengestein ist Aplitgranitgneis des Migmatits. Auf Grund des Haldeninhaltes dürfte der Bergbau auf erzführenden Quarz in Kluftmylonit umgegangen sein (FRIEDRICH 1934, p. 104–105).

An der rechten Lanisch-Talflanke in SH. 2060 m, 330 m nordwestlich Lieser Ursprung 1 befahrbarer Stollen in Kalkmarmor. Die Halde ist reich an Arsenkies und Pyrit in Kalkmarmor (FRIEDRICH 1934, p. 104).

1 befahrbarer Stollen in Schwarzschiefer in SH. 1860 m, 250 m osö. Lanisch Ochsenhütte. Quarzknuern mit Erzausbiß anstehend.

1 Pinge auf Quarzgang in Serizitquarzit, SH. 1810 m, 270 m nordöstlich Lieserfall.

6.1.0.7. Lieserkar

Stollen und Erzgang in SH. 2255 m, 220 m östlich P. 2426. Das Mundloch des befahrbaren Stollens befindet sich in Dolomit. Daneben durchschlägt diskordant der beinahe saigere Erzgang den flach N-fallenden Dolomitmarmor und den auflagernden Kalkmarmor. Die größte Erzanreicherung im Gang stellt sich im Kalkmarmor, 10 m über dem Niveau des Stollenmundloches ein. Hier ist der beste obertägige Aufschluß eines diskordanten Ganges vom Vererzungstypus Rotgülden.

Verbrochener Stollen und Pinge in Dolomit der Karschwelle in SH. 2160 m, 180 m nnw. P. 2182.

2 Stollen in Dolomit und Kalkmarmor in der E-Wand des Lieserkares, SH. 2430 m, 650 m osö. P. 2293.

6.1.0.8. Eben Lanisch

5 verbrochene Stollen in Kalkmarmor, SH. 2480 m, in der breiten Rinne, 500 m nordöstlich Waschgang. Erzhalde mit Arsenkies und Pyrit (EXNER 1939, p. 312, Nr. 3).

2 Stollen in Kalkschiefer, SH. 2545 m, 520 m nnö. Waschgang. Nahe der Wasserscheide zum Lieserkar. Arsenkies auf Halde (EXNER 1939, p. 312, Nr. 4).

6.1.0.9. Melnikkar

2 Stollen und 1 Pinge im Gneiskeil im Hangenden des Kalkmarmors der S-Flanke des Waschgang-W-Kammes, 300 m westlich Waschgang. Vererzter Kluftmylonit. Auf den Halden Arsenkies und Pyrit.

2 Stollen und 1 Pinge längs einer vererzten Mylonitkluft im Gneis, SH. 2560 bis 2610 m, 300 m südlich Waschgang.

6.1.1.0. „Moar Eisig Kar“

2 m tiefe Pinge auf Quarzlager in Granitgneis, SH. 2470 m, 430 m nördlich Moar Eisig.

6.2. Vererzung im Gneis des Maltatales

6.2.1. Kölnbreinkar

Der alte Bergbau im Kölnbreinkar wird zu den Tauern-Goldquarzgängen gezählt (FRIEDRICH 1953, p. 391). Seine genaue Lage im Kölnbreinkar war längere Zeit unbekannt. Ich fand die zugehörigen Stollen und Halden in der Kaltewandspitze-S-Wand. Der einige mmächtige, erzführende Quarzgang streicht N 15° E und fällt 45° E. Im S taucht er aus dem Gehängeschutt in Seehöhe 2605 m auf und zieht schräg nach NNE durch die Wand bis Seehöhe ca. 2730 m. Die oberflächlich sichtbaren Bergbauteile sind ein 50 m langer, 10 m tiefer und 5 m hoher Abbau im S und 4 Stollenmundlöcher oder Pingen im N (unmittelbar südlich des Gipfels der Kaltewandspitze P. 2822). Darunter befinden sich ausgedehnte kleinstückige Bergbauhalden am Fuße der Wand mit vererztem Gangquarz, Kluftmylonit mit limonitischen Überzügen und Resten von Dachpappe. Gebäudereste aus Stein waren nicht auffindbar (Lawinen!).

6.2.2. Mar Alm

Mehrere m tiefe Pinge am Fuß der SW-Wand des Großen Malteiner Sonnblicks, SH. 2430 m, 700 m südwestlich Großer Sonnblick. Erzspuren auf der Schutthalde.

Literaturverzeichnis

- ALLESCH, R. M.: Arsenik, seine Geschichte in Österreich. – Archiv f. vaterl. Geschichte u. Topogr., **54**, p. 1–200; Klagenfurt 1959.
- ANGEL, F.: Begehungen im Gebiete der Silbereckscholle. – Fortschr. Mineral., Krist. u. Petr., **23**, p. V–XXIV, Berlin 1939.
- ANGEL, F.: Petrochemie der Hochalm-Ankogel-Gesteine. – Jahrb. Geol. B.-A., **97**, p. 1–16, Wien 1954.
- ANGEL, F. & STABER, R.: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). – Mineral. u. Petr. Mitt., **49**, p. 117–167, Leipzig 1937.
- ANGEL, F. & STABER, R.: Geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes, Maßstab 1 : 50.000, Berlin 1942. (Unveränderter Wiederabdruck im folgenden Werk:)
- ANGEL, F. & STABER, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe (mit Wiederabdruck vorgenannter geologischer Karte). – Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, H. **13**, p. 1–112, Innsbruck 1952.
- ANGEL, F. & STABER, R.: Migmatitgänge im Hochalm-Ankogelgebiet. – Der Karinth., Folge **23**, p. 253–259, Klagenfurt 1953.

- ANGEL, F. & STABER, R.: Pegmatite und Pegmatoide im Hochalm-Ankogel-Gebiet. – Der Karinthin, Folge 27, p. 2–13, Klagenfurt 1954.
- ANGEL, F. & WEBER, A.: Vom Sismondin und seinen Muttergesteinen aus dem obersten Melnikkar, Hochalm-Ankogelgruppe (Kärnten). – Der Karinthin, Folge 64, p. 208–219, Klagenfurt 1971.
- BECKE, F.: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. – Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 117, Abt. I, p. 371–404, Wien 1908.
- BECKE, F.: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. – Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 118, Abt. I, p. 1045–1072, Wien 1909.
- BECKE, F.: Ostrand des „Iepontinischen Tauernfensters“ und Zentralgneis. Geologischer Exkursionsführer. – Geol. Rundschau, 3, p. 528–535, Leipzig 1912.
- CLAR, E. & DEMMER, W.: Die Geologie der Kraftwerksgruppe Malta. – Österr. Zeitschr. f. Elektrizitätswirtschaft, Jg. 32, H. 1/2, p. 12–20, Springer-Verlag, Wien, New York 1979.
- DEMMER, W.: Vereinfachtes geologisches Profil des Maltastollens und Beschreibung der geologischen Verhältnisse. In MAGNET, E. & WANDERER, J.: Der Maltastollen, ein geologischer Großaufschluß für das Malta-Kraftwerk. – „Der Bauingenieur“, 46, H. 8, p. 285–289, Berlin 1971.
- EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. – Jahrb. Geol. B.-A. (Zweigst. Wien d. Reichsst. f. Bodenf.), 89, H. 3/4, p. 285–314, Wien 1939.
- EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. II. Teil. Bewegungsbild der Silbereckmulde. – Mitt. Reichsst. f. Bodenf., Zweigst. Wien, 1, H. 4, p. 241–306, Wien 1940.
- EXNER, Ch.: Tektonik, Feldspatbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. – Tschermaks Mineral. u. Petr. Mitt., 1, H. 3, p. 197–284, Wien 1949.
- EXNER, Ch.: Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern. – Radex-Rundschau, Jg. 1953, p. 417–433, Radenthein 1953.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1 : 50.000. – 168 S., Geol. B.-A., Wien 1957.
- EXNER, Ch.: Geologische Beobachtungen 1959 in der Hochalm-Ankogelgruppe (156). – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1960, H. 3, p. A 19–20, Wien 1960.
- EXNER, Ch.: Berichte über geologische Aufnahmen auf Kartenblatt 156 (Muhr). – Verh. Geol. B.-A., Wien 1961 bis 1974.
- EXNER, Ch.: Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pennique des Hohe Tauern. – Livre mém. P. Fallot, 2, p. 503–515, Paris 1963.
- EXNER, Ch.: Exkursion zum Unteren Rotgüldenensee. In: Geologischer Führer zu Exkursionen durch die Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, p. 88–91, Wien 1964.
- EXNER, Ch.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jahrb. Geol. B.-A., 114, H. 1, p. 1–119, Wien 1971 a.
- EXNER, Ch.: Über Oligoklas-Blasten in metamorphen Schieferen der östlichen Hohen Tauern und Umgebung. – Carinthia II, Sonderh. 28, p. 221–238, Klagenfurt, 1971 b.
- EXNER, Ch.: Zur Geologie der Ankogel-Hochalmgruppe. Mit geologischer Übersichtskarte. – Alpenvereins-Jahrb., Jg. 1979, p. 5–15, Innsbruck, München 1979.
- EXNER, Ch.: Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jahrb. Geol. B.-A., 123, H. 2, p. 343–410, Wien 1980.
- EXNER, Ch.: Berichte 1979 und 1980 über geologische Aufnahmen auf Blatt 156 (Muhr). – Verh. Geol. B.-A., Wien. Im Druck.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – Der Aufschluß, Sonderh. 15, p. 30–58, Heidelberg 1966.
- FRIEDRICH, O. M.: Über den Vererzungstypus Rotgülden. – Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 143, Abt. I, p. 95–108, Wien 1934.

- FRIEDRICH, O. M.: Wismutglanz und Freigold von Rotgülden. Eine Nachlese. – Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., **144**, Abt. I, p. 1–6, Wien 1935.
- FRIEDRICH, O. M.: Befahrung der Arsenlagerstätte Rotgülden. – Fortschr. Mineral., Krist. u. Petr., **23**, p. XXV, Berlin 1939.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rundschau, Jg. **1953**, p. 371–407, Radenthein 1953.
- FRISCH, W.: Untersuchungen an nachtriadischen (Bündner-Schiefer-) Serien des Tauernfensters, die detritären Dolomit enthalten. – Zentralanstalt f. Meteorologie u. Geodynamik, Publ. Nr. **212**, p. 15, Wien 1976.
- FRISCH, W.: Post-Hercynian formations of the western Tauern window: sedimentological features, depositional environment, and age. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, p. 49–63, Wien 1980.
- HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – Bayer. Akad. Wiss., m.-n. Kl., Abh. **157 A/B**, p. 1–114, München 1975.
- HORNINGER, G.: Einiges über Talzuschübe und deren Vorzeichnung. – Geologie u. Bauwesen, Jg. **24**, H. 1, p. 37–45, Wien 1958.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., **98**, p. 201–242, Wien 1922.
- KOBER, L.: Neue Beiträge zur Geologie der östlichen Tauern und des Salzkammergutes. – Anz. Akad. Wiss., m.-n. Kl., **63**, p. 46–48, Wien 1926.
- LIEGLER, K. L.: Unpubliziertes geologisches Stollenband, Maßstab 1 : 200. Malta Kraftwerk. Beileitung Malta Nord 2, Abzweig Melnik-Lieser. – Archiv der Österr. Draukraftwerke A.G., Klagenfurt 1978.
- MEIXNER, H. & WALENTA, K.: Liebigit. Ein für Österreich neues Urankarbonatmineral von der Kölnbreinsperre, Maltatal, Kärnten. – Der Karinthin, Folge **81**, p. 151–153, Salzburg 1979.
- MUSSNIG, R., POGATSCHNIGG, G. & HOLZINGER, K.: Bachableitungen, Kraftwerksgruppe Malta. – Österr. Zeitschr. f. Elektrizitätswirtschaft, Jg. **32**, H. 1/2, p. 84–87. Springer-Verlag, Wien, New York 1979.
- MUTSCHLECHNER, G.: Über den Bergbau im Lungau. Eine geographisch-historische und geologisch-montanistische Einführung. – Mitt. Ges. f. Salz. Landeskundes, **107**, p. 129–168, Salzburg 1967.
- NAGL, H.: Eine aktive Wasserhöhle in der Hafnergruppe. – Mitt. Österr. Geograph. Ges., **108**, H. I, p. 159–162, Wien 1966.
- NAGL, H.: Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. – Geograph. Jb. aus Österr., **31**, p. 133–168, Wien 1967.
- NAGL, H.: Zur Erkenntnis quartärer Klimaschwankungen aus geomorphologischen Erscheinungen am Beispiel des Pölltals (Hafnergruppe, Kärnten). – Carinthia II, **161**, p. 9–30, Klagenfurt 1972.
- THALMANN, F.: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle – Pennin). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **13**, p. 121–188, Wien 1963.
- THIELE, O.: Das Tauernfenster, In: OBERHAUSER, R. (Herausgeber): Der geologische Aufbau Österreichs. – P. 300–314, Springer-Verlag, Wien, New York 1980.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S. Verlag Franz Deuticke, Wien 1977.
- TOLLMANN, A.: Das östliche Tauernfenster. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, p. 73–79, Wien 1980.
- TUFAR, W.: Erzmikroskopische Untersuchungen an Anschliffen vom Eisenkopf Nordgrat und Silbereck Nordgrat. – Unpublizierter Arbeitsbericht, 8 S., Aufbewahrungsort: Inst. f. Geologie Univ. Wien, Sammlung EXNER. Aarhus 1964.
- UCIK, F. H.: Bergstürze, Talzuschub und Wildbäche. Einige geologische Ergebnisse der Integralanalyse Liesertal. – Kärntner Naturschutzblätter, Jg. **13**, p. 31–47, Klagenfurt 1974.

Erläuterungen zu den Tafeln 1 bis 5:

Tafel 1

1 = Granodiorit- und Granitgneis des Göß-Kernes. 2 = Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes. 3 = Granatglimmerschiefer der Draxelserie. 4 = Quarzdiorit-, Tonalit- und Granodioritgneis der Tonalitgneisdecke. 5 = Granitgneis des Hochalm-Kernes und der Hochalm-Gneislamelle. 6 = Migmatit der Findelserie. 7 = Granatglimmerschiefer der Findelserie. 8 = Hafner-Migmatitserie. 9 = Granatglimmerschiefer in der Hafner-Migmatitserie. 10 = Granitgneis und Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden (Rotgülden-Kern). 11 = Derselbe, phyllonitisch umgeschiefert. 12 = Geröllquarzit und Quarzit („Permo-Skyth“) der Silbereckserie. 13 = Dolomit und Kalkmarmor („Trias“) der Silbereckserie. 14 = Bündnerschiefer der Silbereckserie. 15 = Tektonisch höhere Falten und Schuppen der Silbereckserie mit Gneiskeilen. 16 = Granitgneis der Mureckdecke. 17 = Basis des Deckensystems der Oberen Schieferhülle.

Tafel 2

Hölltor-Rotgülden-Kern und Mureckdecke: 1 = Orthogneis und Migmatit.
Silbereckserie: 2 = Graphitquarzit. 3 = Quarzit. 4 = Dolomit. 5 = Kalkmarmor. 6 = Dolomitbreccie. 7 = Karbonatquarzit. 8 = Biotitführender Karbonatquarzit und Chänopoditschiefer. 9 = Kalkschiefer. 10 = Schwarzschiefer. 11 = Grünschiefer.
Storzserie: 12 = Paragneis, Bändergneis und Migmatit. 13 = Amphibolit.
Periphere Schieferhülle: 14 = Murtörl-, Schrovín- und Glocknerserie.
Quartär: 15 = Bergsturz-Blockwerk. 16 = Alluvionen.

Tafel 3

1 = Augiger Phengit-Granitgneis, phyllonitisch. 2 = Serizit-Quarz-Schiefer (1 m) mit großen Blasten von Biotit (5 mm), Epidot und Kalzit. Lineation (Elongation des Biotits): N 75 E. 3 = Quarzit (1 m). 4 = Dolomit. 5 = Kalkmarmor mit Phlogopit und Tremolith. 6 = Karbonatquarzit mit Pyrit, Chlorit und Fuchsit. 7 = Kalkschiefer, teilweise Fuchsit-führend. Mit Lagen von Serizit-reichem Kalkschiefer mit 1 cm großem Granat. s: 125/62 N. Faltenachse: 120/horizontal. In der Tiefe eine Einlagerung von Schwarzschiefer. 8 = Schwarzschiefer mit Linsen von Graphitschiefer und Quarzitlagen. Der Schwarzschiefer führt große Blasten von Granat (8 mm), Biotit (4 mm), Plagioklas, Chlorit, Kalzit und Magnetit. s: 140/37 NE. Lineation: 95/22 E. 9 = Kalkschiefer. s: 120/40 N. Lineation 60/32 NE. 10 = Dolomitbreccie. 11 = Kalkschiefer. 12 = Grünschiefer (1,5 m): Amphibol-Biotit-Chlorit-Prasinit. s: 133/40 N. Lineation: 90/20 E. 13 = Dolomitbreccie. 14 = Kalkschiefer, teilweise Fuchsit führend. s: 90/40 N. Lineation: 25/28 N. 15 = Serizitquarzit. 16 = Kalkmarmor (1 m) mit Hämatit-Magnetit-Bändern (mehrere cm dick). 17 = Quarzit und Serizitschiefer (6,4 m) und zwar von unten nach oben: 17 a = Quarzit (1 m) mit Quarzknuern und mit deformierten, 1 cm großen Magnetitkristallen. 17 b = Serizit-Quarz-Schiefer (0,2 m) mit Blasten von Granat, Biotit und Chlorit. 17 c = Chloritoid-Serizit-Quarz-Schiefer (0,2 m). 17 d = Serizitschiefer (0,5 m). 17 e = Chloritoid-Serizit-Quarz-Schiefer (1,5 m). 17 f = Lantsfeldquarzit (3 m). s: 142/24 NE. Achse alt (Elongation des Hellglimmers): 85/20 E. Achse jung (Faltenachse der Knitterung mit Wellenlängen von 0,5 bis 2 cm): 25/12 N. 18 = Graphitquarzit (0,3 m). 19 = Phengitquarzit (8 m) mit vermutlichen Geröllen aus Quarz. Orientierung der alten und jungen Achse wie bei 17 f. 20 = Graphitquarzit (0,2 m), darüber Serizitquarzit (3 m) und Phengitquarzit (6 m) mit vermutlichen

Geröllen aus Quarz. 21 = Kalkmarmor (2 m). 22 = Phengitquarzit (5 m), stellenweise Fuchsit-führend und mit vermutlichen Geröllen aus Quarz. 23 = Augiger Phengit-Granitgneis (10 m) mit phengitreichem Gneisphyllonit mit Quarzknuern und Klüften mit Bergkristall. 24 = Phengitschiefer (0,1 m). 25 = Dolomit und Kalkmarmor (10,5 m) und zwar von unten nach oben: 25 a = Dolomit (2 m). 25 b = Kalkmarmor (1 m) mit Kalksilikatfels (Amphibol, Epidot, Quarz, wenig Hämatit und viel Magnetit). 25 c = Dolomit (4 m). 25 d = gebänderter Kalkmarmor (2 m). 25 e = Dolomit (1,5 m). 26 = Quarzit (3 m). 27 = Kalkschiefer. s: 130/52 NE. Achse alt (Glimmerelongation): 73/48 E. Achse jung (Knitterung): 176/32 N. 28 = Farbloser Kalkmarmor mit Tremolith. 29 = Dolomit. 30 = Augiger Phengit-Granitgneis, randlich phyllonitisiert. 31 = Quarzit (2 m). 32 = Dolomit (5 bis 15 m). 33 = Kalkschiefer (am Grat 10 m, in der Tiefe Mächtigkeitszunahme). s: 120/40 NE. 34 = Dolomit (2 m). 35 = Quarzit (4 bis 8 m). An der S-Flanke des Grates führt er in SH. 2460 m vermutliche Gerölle aus Quarz. Hier lassen sich 3 altersverschiedene Deformationen beobachten. s: 160/37 E. Lineation alt (Elongation des Hellglimmers): 127/17 E. Achse der jungen Knitterung: 15/25 N. Achse der jüngsten Knitterung (parallel zu Klüftung): 68/38 E. 36 = Phengit-Granitgneis (40 m) mit 2 cm großen Knaf-Augen. 37 = Kalkschiefer (am Grat 2 m, in der Tiefe Mächtigkeitszunahme). 38 = Dolomit. 39 = Granat-führender Schwarzschiefer. 40 = Phengitquarzit mit 8 mm großen Magnetitblasten. 41 = Mureckgneis.

Tafel 4

Altes Dach des Göß-Kernes: 1 = Migmatitgneis (Bändergneis).

Tonalitgneisdecke: 2 = Quarzdiorit-, Tonalit- und Granodioritgneis.

Hochalm-Gneislamelle: 3 = Granitgneis.

Rotgülden-Kern und Mureckdecke: 4 = Granitgneis und Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden.

Hafner-Migmatitserie = 5.

Zentrale Schieferhülle: 6 = Glimmerschiefer mit Blasten von Biotit und Granat.

Silbereckserie: 7 = Quarzit und Graphitquarzit. 8 = Dolomit. 9 = Kalkmarmor. 10 = Dolomitbreccie. 11 = Karbonatquarzit. 12 = Kalkschiefer. 13 = Schwarzschiefer. 14 = Grünschiefer.

Storzserie: 15 = Paragneis, Bändergneis und Migmatit. 16 = Strahlsteinfels (Serpentinbegleitgestein). 17 = Amphibolit.

Quartär: 18 = Moräne. 19 = Bergsturz-Blockwerk. 20 = Alluvionen.

Tafel 5

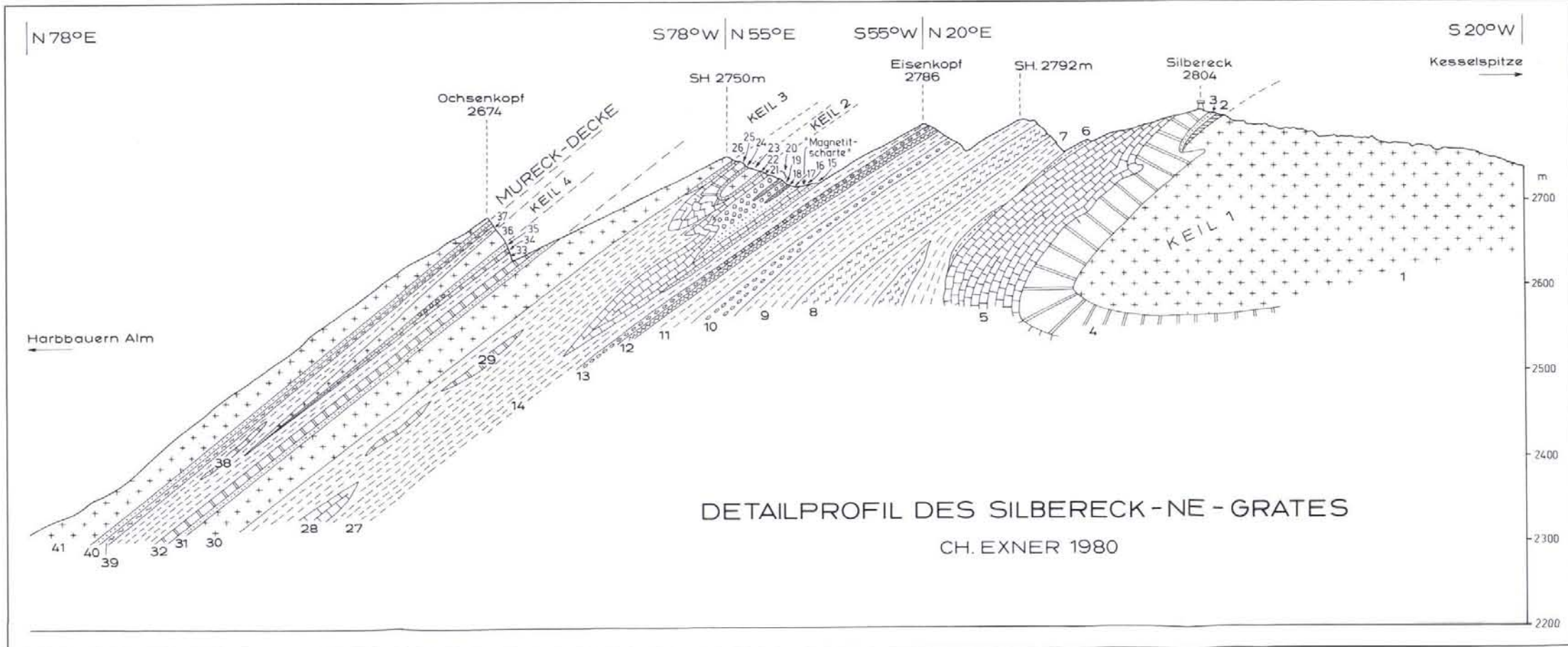
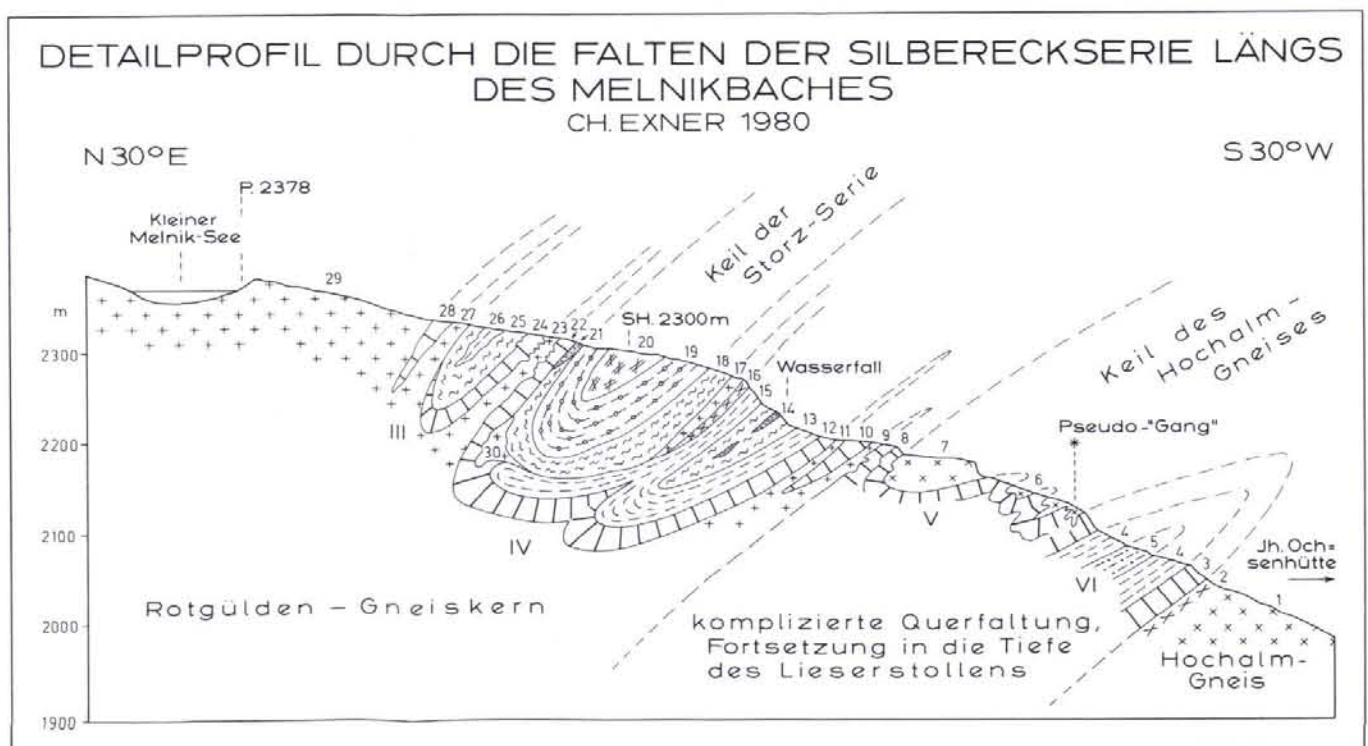
III bis VI = Alte Bezifferung der „Marmorzüge“.

1 = Mittelskörniger Biotit-Granitgneis (s: 87/25 N) mit diskordanten Apliten und Pegmatiten. 2 = Phyllonitgneis (3 m). Es handelt sich um Schachbrettalbit-Bio-Hellgl-Qu-Gneis mit deformierten Aplitgängen und eingefalteten Kalkmarmor-Schollen. Lineation alt: 75/25 E. Lineation neu (Achse der phyllonitischen Knitterung und Gneis/Marmor-Verfaltung): 120/10 E. 3 = Grobkörniger farblosere Kalkmarmor (15 m), s: 133/27 NE. 4 = Kalkglimmerschiefer, grobschuppig, stellenweise reich an Fuchsit. 5 = Karbonatquarzit (Fuchsit-Hellgl-Plag-Kalzit-Qu-Schiefer), s: 140/48 N. Darinnen eine 0,2 m mächtige Scholle von farblosem feinkörnigem Dolomit. 6 = Verfaltung von Granitgneis mit Kalkmarmor. Stern: Lokalität des Pseudo-„Ganges“. 7 = Granitgneis (20 m). Auffallender Felssporn am linken Ufer des Melnikbaches. s: 147/8 NE. 8 = Kalkmarmor (10 m). 9 = Granit-Augengneis (stark postkristallin deformiert). Lineation: 63/31 N, s: 120/42 NE. 10 = Kalkmarmor. 11 = Phyllonitgneis (2 m). 12 = Kalkmarmor. 13 = Kalkglimmerschiefer (5 m). 14 = Schwarzschiefer

(20 m) mit Lagen von Graphitquarzit. 15 = Kalkglimmerschiefer (30 m). Faltenachse: 45/40 NE. Also Querfaltung! 16 = Gneisphyllonit (1 m). 17 = Granitgneis (10 m). Faltenachse: 135/7 SE, s: 124–137/43–47 NE. 18 = Schwarzschiefer mit Übergang zu hellgrauem Granatglimmerschiefer (Granat-Rolloplagioklas-Hellgl-Qu-Schiefer mit 8 mm großem Granat, stellenweise biotitführend mit Querbiotit), 15 m mächtig. 19 = Migmatitgneis (50 m). 20 = Amphibolit (30 m). 21 = Graphitquarzit (3 m), gefaltet, im geologischen Verband mit Schwarzschiefer. 22 = Kalkmarmor (10 m). Innige Verfaltung mit farblosem oder hellgrauem Aplitgneis (Knaf-Hellgl-Qu-Gneis, teilweise Fuchsitführend). Die Stoffdurchdringung führt zu regelrechten Mischgesteinen, die an der Karschwelle westlich des Melnikbaches aufgeschlossen sind. Kalkgneis: Hellglimmer und Plagioklas führendes Kalzit-Knaf-Quarz-Mischgestein. 23 = Granit- und Aplitgneis, s: 163/43 E. 24 = Kalkmarmor, verfaltet mit Aplitgneis. 25 = Schwarzschiefer. 26 = Kalkschiefer. 27 = Granitgneis. 28 = Kalkmarmor, quergefaltet. Faltenachse: N-S/32 N, s: 103/43 N. 29 = Granit-Augengneis (120 m) vom Typus des Mureckgneises, sehr gleichmäßig beschaffen. Lineation: 103/24 E, s: 100–135/38–56 N. 30 = Quergefaltete Granitgneis-Walze im „Marmorzug“ IV, Faltenachse: 150/48 N.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 26. 11. 1981.

Tafel 3

**Tafel 5****Tafel 2**